# VULKANOLOGISCHE STUDIEN

## AUF EINIGEN INSELN DES ATLANTISCHEN OZEANS

## TEIL II. DER STRYTUR

### EIN ISLÄNDISCHER LAVAVULKAN

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

GENEHMIGT

VON DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER

**FRIEDRICH-WILHELM-UNIVERSITÄT ZU BERLIN.**

ACAD. IJGD. BAT. BIBL.

Von

**Maurice von Komorowicz**

aus Charlottenburg.

---

**Tag der Promotion: 19. Juni 1912.**

372

Referenten:

Geheimer Bergrat Prof. Dr. Branca.
Geheimer Bergrat Prof. Dr. Liebisch.
Geheimer Regierungsrat Prof. Dr. Penck.

---

Mit Genehmigung der Hohen Fakultät kommt hier nur der II. Teil der ganzen Arbeit zum Abdruck. Das Ganze wird unter demselben Titel bei der Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung in Stuttgart erscheinen.

Roßberg'sche Buchdruckerei, Leipzig

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis mehrerer von mir unternommener Forschungsreisen. Unter der Leitung meines verehrten Lehrers habe ich die Ergebnisse meiner Beobachtungen im Geologisch-Paläontologischen Institut der Berliner Universität schriftlich niedergelegt. Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle Herrn Geheimrat Branca meine tiefempfundene Dankbarkeit auszudrücken.

Vor dem Antritt meiner isländischen Reise bin ich durch bewährte Ratschläge des verstorbenen Dr. Walter von Knebel unterstützt worden; es sei mir erlaubt, meiner Dankbarkeit auch hier ein freundliches Andenken zu widmen.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548904_0064

# Inhaltsverzeichnis

## I. Teil

### Die Kratergruppe Raudhólar auf der Halbinsel Reykjanes


I. Geographische Lage und allgemeiner Überblick
II. Beschreibung einzelner Krater
III. Die Formen der Raudhólar
IV. Das Ellidahraun
V. Das Aufschüttungsmaterial
VI. Vergleichender Teil: Island
VII. Vergleichender Teil: Andere Länder
VIII. Entstehung der Raudhólar und Schlußbemerkungen


Erscheint bei der Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung in Stuttgart

## II. Teil

### Der Strytur


| | Seite |
|---|---|
| I. Allgemeine geographische Lage | 3 |
| II. Allgemeine Beschreibung des Strytur | 15 |
| A. Das Lavafeld | 15 |
| B. Der Krater | 18 |
| C. Der Kraterring | 26 |
| D. Spalten und Brüche | 34 |
| III. Rückfluß des Magmas nach der Tiefe | 36 |
| IV. Vergleichender Teil | 66 |
| A. Island | 66 |
| B. Hawai | 69 |
| C. Andere Länder | 80 |
| V. Entstehung der Lavavulkane | 83 |

## Kartenmaterial

Atlas der Azoren zu dem Werke „Die Azoren“, geschildert von George Hartung. Verlag von Wilh. Engelmann, Leipzig 1860.

Madeira, Porto Santo and Dezertas. Surveyed by Captain Vidal, RN.

Tenerife, Surveyed by Captain Vidal, RN. 1838.

Tenerife, Geologisch-topographisch dargestellt von Fritsch, Hartung und Reiß. Winterthur 1867, Wurster & Co.

Thoroddsen, Geological Map of Iceland. Surveyed in the years 1881—1898. Edited by the Carlsberg fund.

Bjarnar Gunnlangsson, Upprádattr Islands. Reykjavik og Kaupmannahöfn 1844.

## Literatur


W. Bisiker, Across Iceland. With illustrations and maps. London 1902.

Prof. Dr. W. Branca, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart 1894.

— Neue Beweise über die Unabhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten. (Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie usw., 1898.)

Prof. Dr. W. Branca und Prof. Dr. E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Verlag der Kgl. Akademie d. Wissenschaften. Berlin 1901.

— Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Riese bei Nördlingen. Ebenda 1903.

— Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. (Ebenda 1905.)

William T. Brigham, The Volcanoes of Kilauea and Mauna Loa on the Iceland of Hawaii. Memoirs of the Bernice Pauahi Bishop Museum, Vol. II Nr. 4. Honolulu, H. I. Bishop Museum Press 1909.

Daniel Bruun, Iceland, routes over the Highlands. Sprengisandur and Kjalvegur. With maps and plans, and a resumé in the icelandic language. Kopenhagen, Gyldendalske Boghandel 1907.

J. D. Dana, Volcanic Action. American Journal of Science. Vol XXXIII. (Whole Number CXXXIII.) Nr. 194, Februar 1887.

Dutton, Hawaiian Volcanoes. (Fourth Annual Report of the United States Geological Survey 1882—83. Washington, 1884.)

Immanuel Friedländer, Beiträge zur Geologie der Samoainseln. Verlag der K. B. Akademie d. Wissenschaften. München 1910.

K. v. Fritsch u. W. Reiß, Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Verlag Wurster & Co. Winterthur, 1868.

K. v. Fritsch, W. Reiß & A. Stübel. Santorin. Verlagsbuchh. Fr. Bassermann. Heidelberg, 1867.

Prof. Dr. Gagel, Die Caldera von La Palma. (Zeitschr. d. Gesellschaft für Erdkunde, 1908.)

— Die mittelatlantischen Vulkaninseln (Handbuch der regionalen Geologie). Carl Winters Univ.-Buchh., Heidelberg 1910.

— Über die Bezeichnung der vulkanischen Kesseltäler und Schluchten. (Zeitschr. d. Gesellschaft für Erdkunde 1908.)

Dr. G. Hartung, Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo. Wilh. Engelmann, Leipzig. 1864.
— Betrachtungen über Erhebungskratere. Verlag W. Engelmann, Leipzig 1862.
— Die Azoren. W. Engelmann, Leipzig 1860.
Prof. Dr. Paul Herrmann, Island in Vergangenheit und Gegenwart. 2 Bände. Mit 116 Abbildungen. Wilh. Engelmann, Leipzig 1907.
Fr. Jäger, Krater, Caldera und Baranco. Eine Bemerkung zur morphologischen und vulkanischen Nomenklatur. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1908.)
— Bemerkungen zu den Ausführungen Dr. G. Gagels über die Bezeichnung der vulkanischen Kesseltäler und Schluchten. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 1908.)
— Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise in das abflußlose Gebiet Deutsch-Ostafrikas. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk 1908.)
Dr. Walter von Knebel, Vorläufige Mitteilungen über die Lagerungsverhältnisse glazialer Bildungen auf Island. (Zentralblatt f. Min. usw. 1906.)
— Zur Frage der diluv. Vergletscherungen auf Island. (Zentralblatt f. Min. usw. 1906.)
— Über die Lavavulkane auf Island. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1906.)
— Studien in Island im Sommer 1905. (Globus 1905.)
— Der Vulkanismus. A. W. Zickfeldt, Osterwieck.
— Studien zur Oberflächenerkaltung der Inseln Palma und Ferro. (Globus 1906.)
— Der vulkanische Aufbau der Insel Gran Canaria. (Globus 1907.)
— Studien über die vulkanischen Phänomene am Nördlinger Ries. (Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1909.)
— Vergleichende Studien über die vulkanischen Phänomene im Gebiete des Tafeljura. (Abhandl. der physik.-medizin. Sozietät zu Erlangen 1902.)
— Studien in den Thermengebieten Islands. (Naturwiss. Rundschau 1906.)
— Theorien des Vulkanismus, ein Rundblick auf ältere und jüngere Lehren. (Globus 1907.)
— Spalten und Kraterrillen auf Island. (Gaea 1907.)
M. v. Komorowicz, Quer durch Island. Reiseschilderungen. Mit farbigen und schwarzen Bildern. Schiller-Buchhandlung, Verlag, G. m. b. H., Charlottenburg.
A. Lacroix, La Montagne Pelée et ses Eruptions. Masson et Co., Editeurs. Paris 1904.
Loewl, Spalten und Vulkane. (Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1886.)
Sir C. Lyell, Principles of Geology. London 1867.
— On the Geology of some parts of Madeira. (Quarterly Journal of the Geological Society, Vol. X. Nr. 39. August 1854.)

Mitscherlich, Über die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel. (Abhandl. d. Kgl. Akademie d. Wissensch. zu Berlin 1865.)
Hans Meyer, Die Insel Tenerife. Verlag L. Hirzel, Leipzig 1896.
Nasmyth u. Carpenter, Der Mond als Planet, Welt und Trabant. Umgearbeitet von H. J. Klein. Verlag L. Voß, Hamburg 1906.
Dr. Helgi Pjetursson, Om Island Geologi.
Einige Hauptzüge der Geologie und Morphologie Islands. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1908.)
Dr. Hans Reck, Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjüll. Verlag der Kgl. Akademie d. Wissensch. Berlin 1910.
— Isländische Masseneruptionen. Gustav Fischer, Jena 1910.
— Über Erhebungskratere. (Monatsbericht d. Deutsch. Geolog. Ges., Band 62, 1910.)
Reiß, Die Diabas- und Lavenformation der Insel Palma. (Wiesbaden 1861.)
Prof. Dr. Carl Sapper, Die geographische Bedeutung der mittelamerikanischen Vulkane. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1902.)
— Mittelamerikanische Reisen und Studien a. d. Jahren 1888—1900. Fr. Vieweg & Sohn, Braunschweig 1902.
— In den Vulkangebieten Mittelamerikas und Westindiens. Reiseschilderungen und Studien. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchh. (E. Nägele) Stuttgart 1905.
— Über einige isl. Lavavulkane (Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1907 Mon.-Ber.)
— Über einige isländische Vulkanspalten und Vulkanreihen. (Neues Jahrb. f. Mineralogie usw. Beilageband XXVI.)
Sartorius von Waltershausen, Physiographische Skizze der Insel Island.
Scrope Poulett, Über Vulkane. Berlin 1872.
Dr. Alphons Stübel, Rückblick auf die Ausbruchsperiode des Mont Pelée auf Martinique 1902—03. Verlag Max Weg, Leipzig 1904.
— Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Verlag von Max Weg, Leipzig 1903.
— Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Verlag des Museums für Völkerkunde, Leipzig 1901.
— Die Insel Madeira. Verlag Max Weg, Leipzig 1910.
— Der Vesuv. Verlag Max Weg, Leipzig 1909.
— Die Vulkanberge von Colombia. Verlag Wilhelm Baensch, Dresden 1906.
— Die Vulkanberge von Ecuador. Verlag A. Asher & Co., Berlin 1897.
— Reise nach Diret-et-Tulul und Haurān. Herausgegeben von H. Guthe 1882. (Zeitschrift des Deutschen Palästinavereins Bd. XII, K. Bädeker, Leipzig 1890.)
Eduard Suess, Das Antlitz der Erde. Bd. I. Leipzig 1885.

Dr. Tempest Anderson, On the Volcano of Matavanu in Savaii. (Quart. Journ. of the Geol. Soc., Vol. LXVI. Nov. 1910 Nr. 264.)
Tammann, Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig 1903.
Prof. Dr. Th. Thoroddsen, Island. Grundriß der Geographie u. Geologie. (Ergänzungsheft Nr. 152 zu Petermanns Mitteilungen 1905.)
— Oversigt over de islandske Vulkaners Historie. Kopenhagen 1882.
— Neue Solfataren und Schlammvulkane in Island. (Ausland 1889.)
Charles Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden, de l'île de la Réunion etc. Paris 1878.
von Wolf, Über das physikalische Verhalten des vulkanischen Magmas. (Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch., Berlin 1906.)

Bericht über Inhalt und Ergebnis des ersten Teils

# „Die Kratergruppe Raudhólar auf der Insel Reykjavik".

Die „Raudhólar" sind eine Gruppe von niedrigen, kleinen Kegeln in der Nähe von Reykjavik. Sie bestehen aus postglacialer, basaltischer Lava, die auf dem glacialen Dolerit liegt. Sie befinden sich inmitten einer großen Lavawüste, welche sich von dem Thingvalla-See nach Cap Reykjanes erstreckt, und liegen in einer sumpfigen Niederung.

Die Krater zeigen eine große Mannigfaltigkeit an Formen und weichen meistenteils von dem allgemein bekannten Typus ab; es sind darin Kegel mit kesselrunden Kratern, Komplexe von mehreren Kratern, echte Hornitos usw.

Es befinden sich dort gegen 90 erloschene kleine Vulkane, deren größter die relative Höhe von ca. 80 m besitzt. Die Durchmesser der Krater schwanken zwischen 10 m und 90 m. Alle besaßen wohl nur eine recht kurze Lebensdauer. Sie sind flach und niedrig, von sanfter Böschung umgeben. Ihre Breite ist im Verhältnis zu ihrer Höhe sehr groß. Sie liegen haufenweise und ordnungslos nebeneinander; zum Teil sind sie sogar aufeinander getürmt. Trotz ihrer geringen Höhe und ihrer parasitären Natur tragen sie ihrerseits parasitische Krater.

Die Auswurfsprodukte bestehen aus schwärzlichen und rötlichen Lapilli, Schlacken, aus großen oder kleinen gedrehten Bomben, aus kantigen Stücken basaltischer Lava und aus einigen Stücken doleritischen Grundgesteins. Das Auswurfsmaterial ist ein durch Eisenoxyde stark geschwärztes Gestein mit mattem, metallähnlichem Glanz. Makroskopisch ist es schwer auf seine Bestandteile zu prüfen, nur selten findet man Stücke von Plagioklas oder magnetischem Eisen.

Im Dünnschliff ist das Material als sehr poröse Lava zu erkennen. Man erblickt folgende Bestandteile: Zahlreiche Olivine mit den Flächen 2P. (Millersches Zeichen 021), sowie in abgerundeten Körnern, erkenntlich an hohen Interferenzfarben. Die Feldspate sind vertreten durch äußerst dünne, feine Leisten nach dem Albitgesetz, hin und wieder auch etwas breitere Tafeln.

Die Grundmasse ist dicht und ganz undurchsichtig; sie ist durch Eisenoxyde stark geschwärzt, nur am Rande ist sie etwas heller.

Die „roten Hügel“ grenzen an die postglaciale Lavawüste Ellidahraun: eine genaue Grenze zwischen beiden Gebieten ist schwer zu ziehen. Dieses Lavafeld ist stark uneben und schwer zu passieren. Der Boden ist bedeckt mit spitzen, kantigen Blöcken. Die Oberfläche ist verworren, tiefe Mulden wechseln ab mit scharfen Gräten.

Im Osten des Lavafeldes befinden sich zwei gewöhnliche Schlackenkegel, deren Auswurfsmaterial aus Olivinbasalten, Lava und Schlacken besteht.

Weiter südlich befindet sich ein einzelner Vulkan, Gaardahraunsgigur, eine Spalte mit kegelrundem Krater am östlichen Ende. Die Spalte ist ca. 1000 m lang und an einer Stelle von einer klaffenden Querspalte durchbrochen. An ihren beiden Seiten ist ein Wall aus Schweißschlacken gebildet.

Bei dem Vergleich mit ähnlichen Gebilden habe ich erstens Island und zweitens die anderen Länder in Betracht gezogen. Ich habe angeführt, daß sowohl Thoroddsen wie Sapper, wie auch Reck in Island ähnliche Krateransammlungen gefunden haben, die zum Teil gruppen-, zum Teil reihenweise angeordnet sind. Die hierbei hauptsächlich in Betracht kommenden Gebiete liegen im Süden von Reykjanes, im Gebiet südwestlich vom Torf Jökull, an der Lakispalte, an der Eldgjà und am Mückensee. Ähnliche Gebiete sind auch von Stübel in Syrien (Haurãw) entdeckt worden; die von mir auf den Inseln Teneriffe und Madeira, sowie die von Velain auf den Inseln St. Paul und Amsterdam beobachteten parasitischen Krater liegen auf den Abhängen von großen Vulkanen und sind den parasitischen Kratern des Ätna und Vesuv ähnlich.

Bei der Erörterung über die Entstehung der „Roten Hügel“ komme ich zur Ansicht, daß die parasitären Krater im allgemeinen zwei Typen bilden:

1. Auf den Abhängen der größeren Vulkanberge gruppen- oder reihenweise auftretend (Ätna, Teneriffe, St. Paul usw.). Sie verdanken ihre Entstehung dem Seitendruck der im Kraterschlot aufsteigenden Lavasäulen und gehören zu dem am meisten verbreiteten Typus der parasitären Krater.

2. Auf der horizontalen Fläche ergossener Magmamassen auftretend (Island, Syrien).

a) Reihenweise (Laki, Stampar).

b) Gruppenweise (Raudhólar, Myvatn).

Der Herd der „Roten Hügel“ ist nicht in der tiefer gelegenen tertiär basaltischen Formation, sondern innerhalb der Eruptivmasse, d. h. des postglacialen basaltischen Lavafeldes zu suchen.

Sie verdanken ihre Entstehung einer explosiven Tätigkeit. Ich nehme an, daß große Mengen von Eruptionsgasen, die in dem Lavastrome eingeschlossen waren, sich plötzlich durch eine Reihe von schnell nacheinander folgenden Explosionen befreiten. Dadurch wurde die Kruste des Lavastromes an vielen Stellen blasenförmig emporgetrieben. An einigen wenigen blieb die Blase bestehen; an allen anderen platzte sie. Dabei strömten die Gase heraus, rissen Mengen von

Lavastücken und Schlacken mit sich und bildeten die Aufschüttungskegel. An einigen wenigen quoll sogar ein Lavastrom heraus.

Eine Abhängigkeit von Spalten habe ich bei den „Roten Hügeln“ nicht gefunden.

Am Ende komme ich zu dem Schluß, daß wenn wir die parasitären Krater des isländisch-syrischen Typus ins Auge fassen, so ergibt sich eine gewisse Analogie mit Stübels peripherischen Zentralherden. Diese stellen große Magmamassen dar, welche einer gewaltigen ersten Eruption ihr Dasein verdanken und nur zum Teil mit dem Erdinnern in unmittelbarer Verbindung stehen. Wie diese peripheren Zentralherde von einem gewaltigen primären Ausbruch erzeugt und, bevor sie durch und durch erstarrten, erst zu einer Quelle wiederholter sekundärer Ausbrüche wurden, so fanden auch in Island und Syrien die gewaltigen Lavaüberschwemmungen statt, die, bevor ihr Inneres gänzlich erkaltete, eine große Anzahl von kleinen Kratern bildete, welche dem inwendig noch nicht erstarrten Magma zu sekundärer Austrittsöffnung dienten.

## Druckfehler

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Seite | 12 | des | Titelbogens, | Zeile | 17 | von | oben: | statt | Torf korrigieren Torfa |
| „ | 12 | „ | „ | „ | 18 | „ | „ | Haurãw | „ Haurãn |
| „ | 13 | „ | „ | „ | 14 | „ | „ | bildete | „ bildeten |
| „ | 9 | Zeile | 9 | von | oben: | statt | Sprenglisandur | korrigieren | Sprengisandur |
| „ | 11 | „ | 8 | „ | „ | „ | Hvitárness | „ | Hvitárnes |
| „ | 48 | „ | 26 | „ | „ | „ | Monigesis | „ | Monogenesis |
| „ | 83 | „ | 14 | „ | „ | „ | -felsen | „ | -fetzen |
| Karte | des | „Kjalvegur“: | Maßstab | statt | 1 : 35000 | | | „ | 1 : 350000 |

II. TEIL

# Der Strytur, ein isländischer Lavavulkan

## Eine vergleichende Studie über Lavavulkane, sowie ähnliche Gebilde

# I. Allgemeine geographische Lage.

Zwischen zwei großen isländischen Schneefeldern, die sowohl in ihrem äußeren Aussehen, wie in ihrem ganzen Wesen an das polare Inlandeis erinnern, inmitten eines unbewohnten Hochlandes von durchschnittlich 800 m Höhe ü. d. M., dessen unwirtliches, subarktisches Klima jede Besiedlung vereitelt, liegt in trostloser Einöde der Schild- oder Lavavulkan Strytur mit einem gewaltigen Krater, den Lavavulkanen von Hawai ähnlich.

Der Name „Schildvulkan" rührt von der äußeren Form dieser Berge her, die bei einer sehr breiten Basis eine minimale Höhe besitzen und deswegen an die flache Wölbung eines Schildes erinnern. Ihre Böschung zeichnet sich infolgedessen durch einen meist gleichmäßig kleinen Winkel aus. Auf dem Gipfel des aus übereinander gelagerten festen Lavabänken bestehenden Berges liegt der von einem unregelmäßig geformten wallartigen Ring umgebene Krater. Die Laven scheinen stets äußerst dünnflüssig gewesen zu sein.

Das Vorkommen der Schildvulkane beschränkt sich — soweit die bisherigen Forschungen festgestellt haben — bisher nur auf Island und Hawai. Ein allerdings lückenhafter Bericht aus Syrien über ähnliche Gebilde stammt von Stübel[1]) her. In letzter Zeit sollen Schildvulkane auch im zentralafrikanischen Graben beobachtet worden sein.

Auf Island finden wir eine große Anzahl solcher Feuerberge; sie treten meistens gruppenweise auf und haben gewaltige Lavaergüsse erzeugt; so z. B. die zentralisländische Lavawüste Oedadahraun, wo gegen acht solcher Schildvulkane sich befinden.

Erst Thoroddsens Forschungen verdanken wir die ersten Nachrichten über diese Bildungen auf Island. Thoroddsen hatte sich aber eine gewaltige Aufgabe gestellt: Er wollte vor allem ein geologisch-geographisches Gesamtbild der bisher fast gänzlich unbekannten Insel liefern. Infolgedessen war er nicht in der Lage, bei dem Studium einzelner Erscheinungen länger zu verbleiben und diese eingehend zu beschreiben.

Es blieb erst späteren Forschern vorbehalten, auf diese Gebilde näher einzugehen: Dr. von Knebel aus Berlin (†) („Über Lavavulkane auf Island", D. G. G. 1906),

[1]) Stübel, „Vulkanberge von Ecuador".

Professor Sapper aus Tübingen („Einige isländische Vulkane", D. G. G. 1907) und Dr. Hans Reck aus Berlin („Isländische Masseneruptionen").

Bevor ich der Beschreibung des Strytur nähertrete, möchte ich erst seine geographische Lage, sowie seine Umgebung näher betrachten, da dies für seine Morphologie und seine sonstige Beschaffenheit wichtig erscheint.

Der Strytur liegt in dem westlichen Teil des zentralisländischen Hochlandes, zwischen den großen Schneefeldern Lang- und Hofsjökull, inmitten der von ihm erzeugten postglazialen, basaltischen Lavawüste Kjalhraun. In dieser Gegend treffen wir auf große Ansammlungen vulkanischer Tuffe und Breccien, die der isländischen Palagonitformation angehören, aus denen auch die Unterlage der beiden Schneefelder besteht. Nördlich und südlich von dem Kjalhraun dagegen finden wir eine glaziale und präglaziale Formation, die von Thoroddsen als diluviale und alluviale Ablagerungen im Hochlande bezeichnet werden. Aus diesen Ablagerungen ragen wie Inseln einige aus Palagonittuff bestehende Berge hervor, und nur ein kleiner Teil des Hochlandes, zwischen dem Berge Hruta und dem Hvitársee, ist von präglazialen Doleritlaven bedeckt. Südlich vom Strytur, am Rande des Hofsjökull erhebt sich eine alpenartige Gebirgskette, die Kerlingarfjöll, die nach Thoroddsen aus Liparit, nach von Knebel aber aus Tuff mit Liparitgängen zusammengesetzt ist.

Betrachten wir diese Landschaft in einem NO-SW-Profil (s. Fig. 45), das durch den Strytur und den Hrutafall gezogen ist, so fallen große Unterschiede in der Höhe des Niveaus auf, welches die Palagonitformation einnimmt: sie erhebt sich bald zu einer Höhe von 1274 m (Hrutafell), bald verschwindet sie unter der rezenten Lava des Kjalhraun (865 m) oder unter der glazialen Formation (935 m). Inmitten der glazialen und rezenten Formationen stehen aber inselartig mehrere Tuffberge: Hrutafell, Kjalfell, Bláfell, Dufufell u. a. Diesen Bergen ist ein tafelartiges Aussehen eigen; so z. B. dem Hrutafell, dessen Wände steil sind und dessen Gipfel ein richtiges flaches, breites Hochplateau bildet.

Nun ist aber die Lagerung dieser Formationen stets die folgende: Als ältestes hier vorkommendes Gestein die Palagonitformation; auf ihr wiederum die Dolerite; erst in neuerer, alluvialer Zeit sind die rezenten Basalte entstanden.

Aus obigem Verhalten der Palagonitformation in diesem Gebiete schließen wir, daß die gesamte Scholle zwischen dem Lang- und Hofsjökull gesunken ist, und daß die stehengebliebenen Berge, der Hrutafell, Bláfell, Kjalfell, Dufufell usw. und nicht zum mindesten die beiden Schneefelder, deren Unterlage ebenfalls aus Tuff besteht, Horste sind.

Die Palagonitformation kommt bekanntlich auf Island überaus häufig vor, sie nimmt nach Thoroddsens Berechnungen ungefähr die Hälfte der Inseloberfläche ein. Sie besteht aus Massen von Eruptionsprodukten und Breccien verschiedenen Alters, welche voraussichtlich auch unter den Deckenergüssen der Doleritformation als Grundgestein liegen. Über ihr Alter und ihre Entstehung sind die Geologen

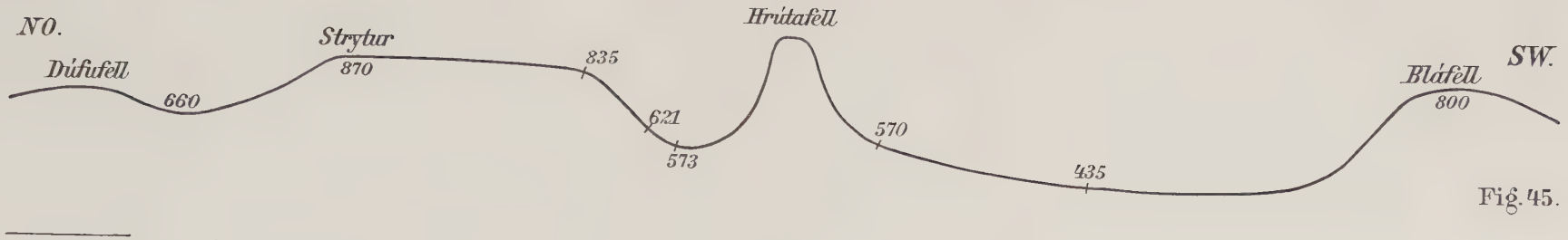

NO.
Strytur
Hrútafell
SW.
Dúfufell
660
870
835
621
573
570
435
Bláfell
800

Fig. 45.

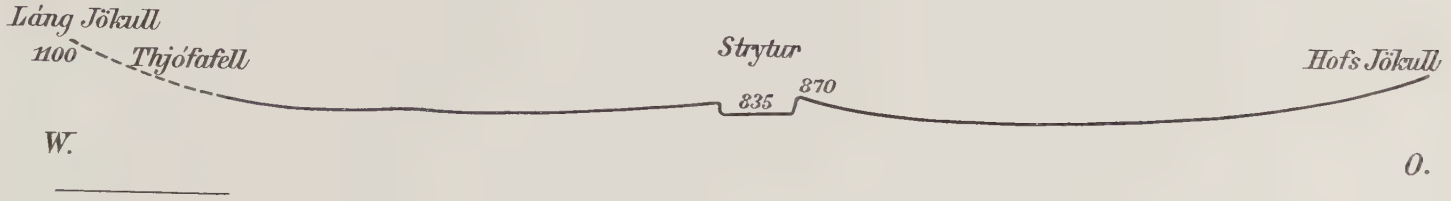

Láng Jökull
1100
Thjófafell
Strytur
835
870
Hofs Jökull
W.
O.

Fig. 46.

nicht im klaren; Helland und Kjerulf nahmen an, daß sie älteren Ursprungs als die tertiären Basalte ist, jedoch wiesen die zahlreichen basaltischen Bruchstücke, welche in diese Breccien eingeschlossen sind, mit Bestimmtheit darauf hin, daß sie erst in posttertiärer Zeit entstanden ist. Das konglomeratartige Aussehen des Palagonittuffes hat auch viele Irrtümer veranlaßt; so wurden sämtliche Konglomerate und Breccien, die in Island anzutreffen waren, mit dem Namen des Palagonites getauft; inzwischen hat sich aber herausgestellt, daß recht viele von ihnen glazialen oder vulkano-glazialen Ursprungs sind. Auf der andern Seite ging Helgi Pjeturson in das entgegengesetzte Extrem über; er bezeichnete mit ebensowenig Berechtigung sämtliche Palagonite als glaziales Geschiebe.

Nach Thoroddsen verdanken diese Tuffe ihre Entstehung einer Periode von schnell aufeinander folgenden vulkanischen Explosionen, die eine ausgedehnte Decke, eine ganze Formation zu schaffen imstande waren.

Fig. 47. Bláfell und Hvitá.

Das äußere Aussehen der Palagonittuffe ist durch ihre Beschaffenheit in hohem Maße bedingt. Sehr selten erblicken wir scharfe Kämme; die meisten Berge sind abgerundete, platte Kuppen (Fig. 47), bei denen weiche und flache Formen hervortreten. Die Unterlage der großen Schneefelder ist fast überall aus Tuff gebildet, der gegen die Einwirkung des Eises meistens durch eine Zwischenlage von Dolerit geschützt wird.

Das Gestein besteht aus basaltischen Schlacken, Bomben und Blöcken, welche durch Asche und Sand verkittet werden; die Färbung ist meistens braun bis gelb, die Härte sehr verschieden, so daß manche Gesteinstücke in Sand zerfallen, andere wiederum imstande sind, Gletscherschliffe zu behalten. Häufig wird auch ein Tuffberg von einem Basaltgang durchzogen, welcher in Hunderten von Verzweigungen das Gestein umfaßt und größere Lavamassen bildet.

Neben den Palagonittuffen nimmt die von Thoroddsen mit dem Namen „diluviale und alluviale Ablagerungen“ bezeichnete Formation das weitaus größte

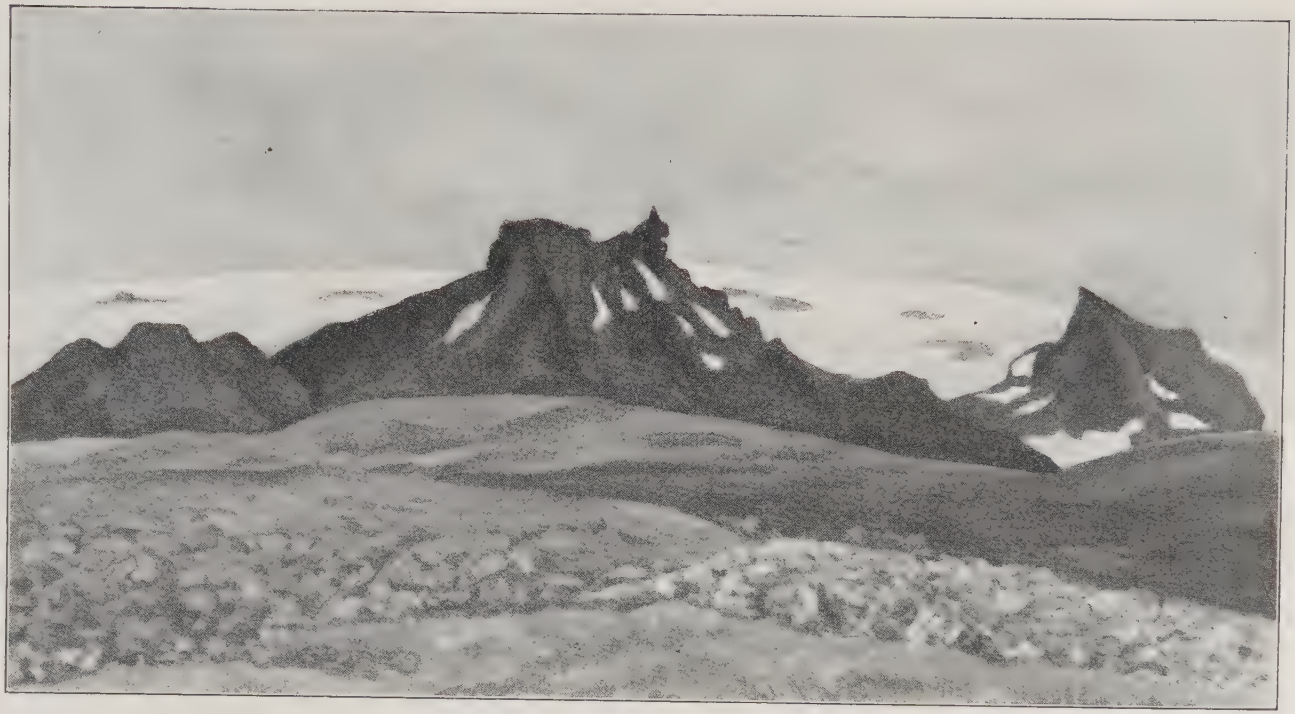


Fig. 48. Die Jarlhettur.

Cécile von Komorowicz pinx.

Areal des Hochlandes ein. Es sind Ansammlungen von Moränen, Breccien, Konglomeraten usw., glazialen, fluvioglazialen und alluvialen Ursprungs, die meines Erachtens zum größten Teil auf dem Dolerit liegen und ihre Entstehung in erster Linie den eiszeitlichen Gletschern, in zweiter aber der rezenten Wasser- und Winderosion verdanken, wobei jedoch zu bemerken ist, daß diese Formation ihr jetziges Aussehen zum großen Teil auch ihrem ausgesprochenen glazialen Flußsystem verdankt.

Die wasserreichen Hochlandflüsse, denen die Firnkuppen des Lang- und Hofsjökull als „ungeheure Wasserreservoire" dienen, schwellen im Frühjahr und im wärmeren Sommer ungeheuer an und werden zu stürmischen Gletscherflüssen, die große Mengen von Schlamm und allerlei Gletschermaterial mit sich führen.

Es sind nur zwei Flüsse des Kjalvegur, welche wenigstens zum Teil ein tiefer geschnittenes einheitliches Strombett besitzen; die Fulakvisl und die Hvità; die andern fließen in recht vielen flachen Armen verzweigt. Wird ihr Lauf ruhiger, so lagern sie die Gesteinsmassen ab und versperren ihren eigenen Weg. Auf diese Weise muß es fortwährend zur Bildung neuer Arme und dadurch wiederum zu fortwährendem Ablagern von glazialem Schutt an neuen Stellen kommen.

Andererseits bedeckt sich das Hochland im Frühjahr mit Tausenden von kleinen Bergströmen, die das Schmelzwasser abführen. Diese bringen die bereits abgelagerten Gerölle wiederum in Bewegung, nehmen den Tuff von den Bergen mit und lagern ihn an deren Fuß ab, wobei sie Sand- und Schuttbänke bilden; sie zerwühlen die alten Gesteinsmassen, schaffen neue Akkumulationen und zerstören die alten: sie lagern mit einem Worte alljährlich die alten Moränen und Konglomerate um.

Infolgedessen besitzt dieser Teil des Hochlandes ein ewig wandelbares Antlitz, um so mehr, als er auch genetisch verschieden geartet ist und durch seine unebene Oberfläche die Vorbedingungen für eine derartige Erosionstätigkeit von Anfang an geliefert hatte. (Anders ist es natürlich bei dem Kjalhraun, wo das Gelände infolge einer porösen zusammenhängenden Lavadecke und durch sein höheres Niveau zum Objekt einer solchen erodierenden Tätigkeit sich weniger eignet.)

Im vorhergehenden habe ich gezeigt, daß ein großer Teil des Hochlandes mit einer umgelagerten und umgearbeiteten Grundmoräne bedeckt ist, unter welcher überwiegend Dolerite, zum Teil auch Palagonite glazialen Alters liegen.

Rundhöcker aus Dolerit treten oft zutage; echter Palagonittuff ist nur an den obengenannten Horstbergen anzutreffen, wo er deutlich als Grundgestein auftritt. Gletscherschliffe sind recht selten; sie weisen meistenteils auf den Hofsjökull, woraus mit v. Knebel zu schließen ist, daß die ehemalige Gletscherscheide sich am Rande des Langjökulls, und zwar in dem sogenannten Jarlhettur befindet (Fig. 48).

Das Geröll besteht hauptsächlich aus Basalt, Dolerit und Palagonittuff. Liparit ist in der Umgebung der Kerlingarberge zahlreich zu finden. Außerdem fand ich solchen in der Nähe des Langjökull, woraus auf das Vorhandensein von Liparitgängen in diesem Gebirge zu schließen wäre.

Im SW vom Hofsjökull befinden sich in einer ziemlich unzugänglichen Gegend die Kerlingarberge (Abb. E, F), ein durch seine starke Solfatarentätigkeit berühmtes liparitisches Gebirge. Es ist von dem übrigen Hochland im W durch den reißenden Gletscherstrom Jökulvisl abgeschnitten, im O aber nur von der unzugänglichen Sandwüste Sprenglisandur zu erreichen. Infolge seiner Weltabgeschiedenheit ist es bisher nur wenig bekannt und sieht seiner genauen Forschung erst entgegen. In den letzten Jahren ist es einige Male besucht worden,

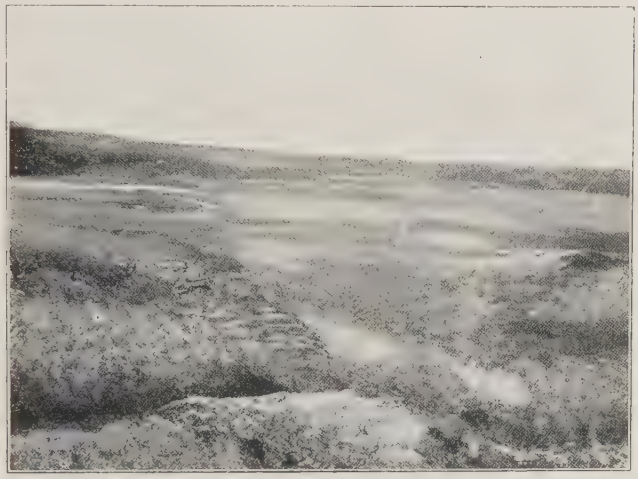


Fig. 49. Hochland an den Kerlingarfjöll.

so von Brunn, Knebel, Bisiker und Hermann. Die einzige genaue Schilderung aber hat Thoroddsen geliefert (Ausland 1889, Nr. 9: „Neue Solfataren und Schlammvulkane in Island").

Ich verließ die Karawane bei dem Grasplatz Gránanes und wandte mich östlich, um nach einem einstündigen Ritt die Jökulvisl zu erreichen.

Nach Überschreitung dieses Flusses führte mich mein Weg durch ein höchst einförmiges, mit Obsidiankies bedecktes Hochplateau, das sein Aussehen den im Frühjahr von der Höhe niederrieselnden Gewässern verdankt (Fig. 49). Eine Stunde lang begleitete mich der tiefe Cañon der Jökulvisl (Fig. 50), dann stieg ich immer mehr in die Höhe, bis ich durch einen schneebedeckten Paß in die Kerlingarberge gelangte.

Das aus Palagonittuff und dicken Liparitgängen bestehende Gebirge setzt sich aus zwei parallelen Ketten zusammen, welche von dem Fluß Kerlingará

getrennt werden. Diese hat in den weichen Tuff ein recht tiefes Bett eingeschnitten, an dessen meist senkrechten Wänden die Struktur des Gesteins deutlich sichtbar ist.

Das Gebirge (Fig. 51—56) hat alpenartiges Aussehen und erhebt sich zu mehreren Gipfeln, von denen der höchste sich im N befindet und die Höhe von 1249 m besitzt. Von diesem Gipfel, welcher eine sehr schöne Aussicht auf das ganze Hochland darbot, konnte ich folgende Einzelheiten fesstellen:

Die Hofsjökull erscheint als eine flache Schneewölbung, die keinerlei Erscheinungen an ihrer Oberfläche aufweist. Nunataks habe ich nicht gesehen. Das Gewölbe des Schneefeldes ist seitlich durch das Palagonitgebirge gestützt, dessen

Fig. 50. Hochland an den Kerlingarfjöll und Cãnon der Jökulvisl.

Bruchränder dem schneefreien Hochland zugekehrt sind. Daran ist auch die horstartige Beschaffenheit des Grundstockes wahrzunehmen.

Spuren irgend einer Bewegung des Eises waren nicht zu erblicken.

An der westlichen Ecke des Firnfeldes befindet sich der auf Thoroddsens Karte vermerkte Gletscher Blágnypa. Er ist ziemlich breit und hat ein steiles Gefälle.

Östlich von ihm liegt das postglaziale basaltische Lavafeld Illahraun. Ich habe von meinem Beobachtungsorte feststellen können, daß die Lavaströme, einer schwarzen Flut ähnlich, sich direkt bis unter der Eiskappe des Jökulls fortsetzen. Demnach scheinen auch die Ausbruchsorte sich darunter zu befinden.

Die in dem Kerlingargebirge liegenden Täler beherbergen eine große Menge heißer Quellen, Solfataren und Schlammquellen, die teilweise unter dem Schnee liegen.

Der Langjökull, die zweitgrößte isländische Firnkuppe, beginnt im Norden des Großen Geysir und wird im SO von einer Tuffhügelkette, den Jarlhettur (Fig. 48), umgrenzt. Nach v. Knebel („Studien in Island", Globus 1905) sollen diese Berge Überreste eines diluvialen Aschenvulkans darstellen. Für diese Behauptung bringt aber dieser Forscher keinerlei Beweise; meines Erachtens besteht auch keine Veranlassung, dies anzunehmen.

Nördlich davon befindet sich inmitten der grasreichen und sumpfigen Ebene Hvitárness (Fig. D) der glaziale Stausee Hvitárvant, dem der wasserreiche Strom Hvitá entspringt.

Nach Thoroddsen befinden sich im N des Sees doleritische Laven, die einem

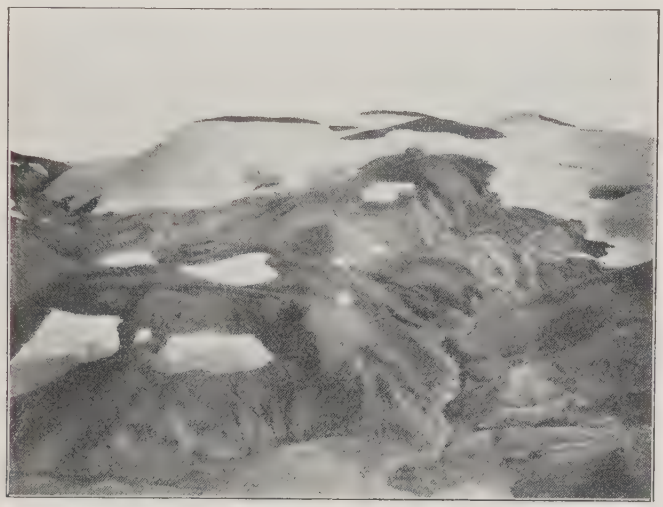


Fig. 51. Die Kerlingarfjöll.

präglazialen Lavadom entquollen sind. Nach v. Knebel sind diese Laven postglazial und entspringen einem Schildvulkan, an dem er „verschiedene große Einbruchsfelder" wahrgenommen hat; von einem Krater hat er aber nichts berichtet.

Von jenen Knebelschen Einbrüchen habe ich nur einen gesehen; er liegt nicht in Lava, sondern im Tuff; östlich von ihm befindet sich, inmitten eines von Thoroddsen bereits kartierten Doleritlavafeldes, der präglaziale Lavadom Baldheidi. Der Einbruch ist an den Abhängen der die nördlichen Ufer des Hvitársees bildenden Tuffhügel Hrefnubudir weithin sichtbar.

Einen Krater oder irgend eine andere Ausbruchsstelle konnte auch ich in diesem doleritischen Lavafelde nicht finden.

Spuren irgend welcher Art von Interglazialzeiten habe ich im Hochland nicht wahrnehmen können.

Eine südlich vom Hvitársee von Knebel entdeckte rezente Lavakuppe habe ich auch nicht beobachten können.

Nordwestlich vom Hvitársee befindet sich der Hrutafell, ein Tuffhorst von 1274 m Höhe, dessen Gipfelplateau von einer zusammenhängenden Firnkappe bedeckt ist. Von der Firnkappe steigen mehrere sehr steile Gletscher ins Tal hinunter.

Der Hrutafell ist vom Langjökull durch ein wildes Gletschertal, sog. Thjofadal, getrennt, in dem die Fulakvisl ihre Quellen hat.

Nach Thoroddsen liegt unter dem Schnee des Hrutafells Basalt; der aus Tuff bestehende Grundstock ist von mehreren Basaltgängen durchzogen. Es ist mög-

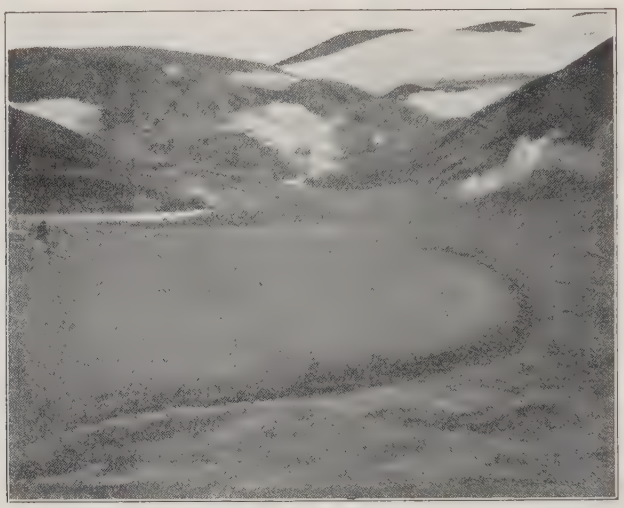


Fig. 52. Einfahrt in die Kerlingarfjöll.

lich, daß dies eine Lavakuppe in demselben Sinne wie die von Reck beschriebene Herdubreid ist; ich werde später noch ausführlicher darauf zurückkommen.

Der östliche Rand des Langjökull ist von einer Palagonitkette, den sog. Thjofafell, umgeben. Es ist eine Reihe von verhältnismäßig niedrigen Tuffhügeln, in denen nach Thoroddsen und Knebel einzelne Liparitausbrüche stattfanden.

Im Nordosten des Langjökull habe ich folgendes feststellen können:

1. Der Jökull ist hier erheblich kleiner, als er auf den Karten vermerkt wird, da er schon bei Thjofafell aufhört. An seiner Stelle dehnt sich hier ein schneefreies Hochplateau aus, das mit Tuffhügeln bedeckt ist.

2. Zwischen diesen Tuffhügeln findet sich ein bisher auf keiner Karte verzeichneter See. Er ist ca. 1 qkm groß und liegt ca. 800 m ü. d. M.

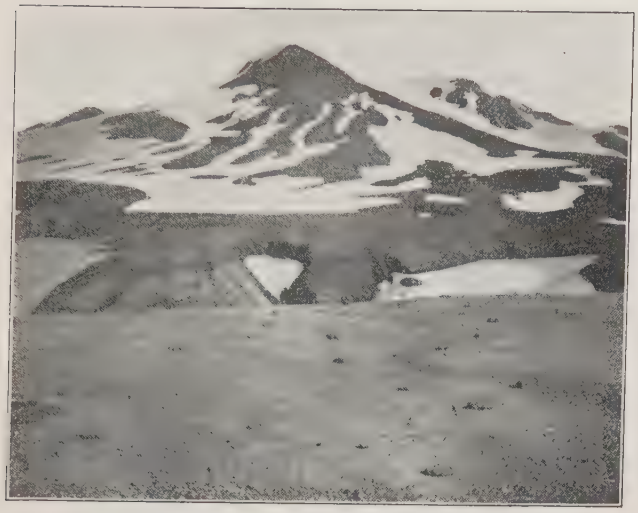


Fig. 53. Der höchste Gipfel aus den Kerlingarbergen.

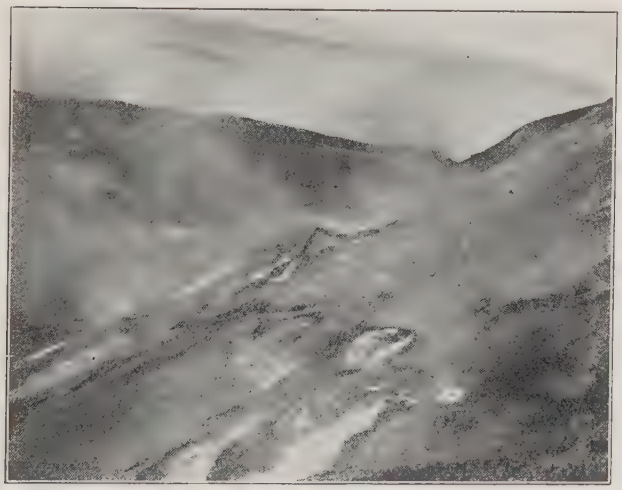


Fig. 54. Schlammquellen in den Kerlingarbergen.

3. Das Hochplateau ist hier — in Übereinstimmung mit den Knebelschen Angaben — von basaltischen, postglazialen Laven bedeckt, aus denen die Tuffhügel wie Felsen aus dem Meere herausragen; diese Laven tragen alle äußerlichen Merkmale des Alluviums, sind aber fingerdick in nordostsüdwestlicher Richtung geschrammt.

Im Norden, am Fuße des Palagonithorstes, der die Unterlage des Jökulls bildet, liegt der schon von Henderson i. J. 1815 besuchte Grasplatz Jökullvellir, der nördlich von dem Tuffberge Lyklafell begrenzt wird.

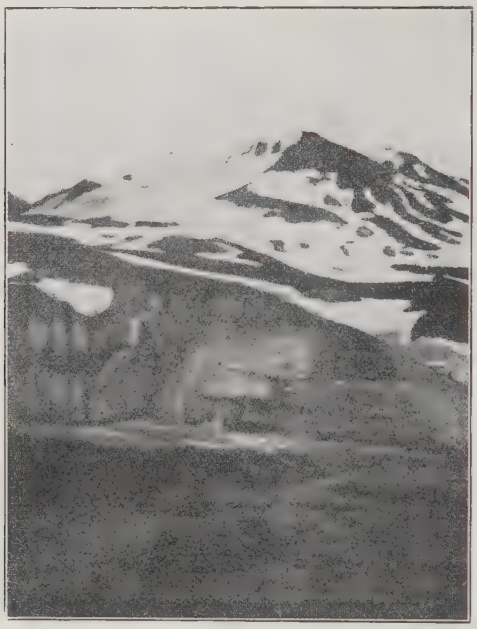


Fig. 56. Szenerie aus den Kerlingarbergen.

Thoroddsen meint, hier müßten einige terrassenförmige Senkungen stattgefunden haben, da die Berge von „mehreren parallelen Spalten zerklüftet“ sind. Diese Spalten sollen nun seiner Ansicht nach durch vulkanische Vorgänge entstanden sein, „denn oben auf den Terrassen findet sich die alte Lava.“

Wahrscheinlich versteht Thoroddsen unter „alte Lava“ die Produkte des von mir auf den Bergen beobachteten postglazialen Ausbruches; hier würde es sich also um Spaltenausbrüche handeln, was sich insofern mit meinen Beobachtungen deckt, als ich dort keinen Krater entdeckt habe.

Nordöstlich von dem Strytur liegen auf der Grenze zwischen der rezenten und glazialen Lava die heißen Quellen von Hveravellir. Es sind gegen 47 Thermen, die bereits von Thoroddsen eingehend beschrieben worden sind.

Aus dieser kurzen geographischen Schilderung ersehen wir, daß der Strytur sich in einer Gegend befindet, welche wir am besten als eine „vulkano-glaziale“ bezeichnen dürfen; durch diesen Ausdruck wird der Gegensatz zwischen der doleritisch- (bzw. palagonitisch-)glazialen Landschaft und der basaltisch-rezenten scharf hervorgehoben; es wird dadurch auch betont, daß sie vor allem zwei Faktoren ihr heutiges Aussehen verdankt: der vulkanischen Genesis und der glazialen Umwandlung.

## II. Allgemeine Beschreibung des Strytur.

Eine genaue Beschreibung des Strytur ist bisher nicht gegeben worden. Einige Worte wurden ihm von Thoroddsen und v. Knebel gewidmet; Brunn und Bisiker haben den Vulkan in ihren Reisebeschreibungen erwähnt. Ich darf daher näher auf ihn eingehen.

Der Strytur hat nur Lava geliefert, loses Material hat er dagegen gar nicht erzeugt.

Die von solchen Schildvulkanen ergossene Lava zeichnet sich aus

1. durch einen hohen Grad von Dünnflüssigkeit,
2. durch Gasarmut.

Infolgedessen breiten sich die Lavadecken in einem äußerst geringen Böschungswinkel meilenweit aus, weshalb die außergewöhnlich breite Basis des Vulkans in keinem Verhältnis zu seiner Höhe steht. Die Höhe ü. d. M. beträgt 870 m.

Das Grundgestein besteht aller Wahrscheinlichkeit nach aus Palagonittuff. Da aber Auswurfsprodukte gänzlich fehlen, so ist ein direkter Beweis dafür nicht zu erbringen. Die allgemeine tektonische Lage der Umgebung, wie dieses aus dem Profil Fig. 45, 46 zu ersehen ist, spricht aber für die Wahrscheinlichkeit dieser Annahme.

### A. Das Lavafeld.

Die Oberfläche des Lavafeldes besteht aus hellklingender, basaltischer Lava in plattenförmiger Absonderung; sie ist von Stricken und Wülsten bedeckt und bietet das Bild eines verhältnismäßig ruhigen Ergusses. Nach Thoroddsens Angabe sollen Röhren und Höhlen im Lavafelde vorhanden sein. Eine solche Beobachtung habe ich auch gemacht; ich habe zahlreiche kleinere zertrümmerte Lavahügel gesehen (s. Fig. 57). Reck („Isländische Masseneruptionen“) nennt sie

„Aufwölbungen hornitoähnlicher Gestalt“ mit „Ausflußöffnungen an der Basis“ und erklärt sie als „Stauungsprodukte beim Fließen der Lava“.

Mir scheinen aber diese Lavahügel ein Beweis dafür zu sein, daß wenigstens gewisse Quanten von Gas in der Lava vorhanden sein mußten, welche die Lavakruste an einigen Stellen gewölbeartig emporbliesen und nachher zerrissen.

Freilich brauchte eine solche Erscheinung keineswegs als Beweis für das Vorkommen juveniler Gase zu gelten. Es ist sehr wohl möglich, daß die ausgegossenen Laven im Fließen auf Sümpfe oder Eis stießen und Wasserdämpfe einsaugten. Das überaus häufige Vorkommen solcher Sümpfe im isländischen Hochland dürfte für das Einleuchtende dieser Annahme sprechen.

Einbrüche, Spalten und Kraterbildungen habe ich nicht gesehen.

Fig. 57. Lavahügel in den Kjalrhaun.
(Nach Bruun.)

Ferner spricht Reck von vielen Tunnels und Flußkanälen, die von den Laven gebildet wurden. Für das Entstehen solcher Tunnels gibt er folgende Erklärung ab:

„. . . hier bildeten sich sofort nach dem Austritt aus dem Krater Tunnels, in denen das Magma talwärts drängte. Diese Tunnels verraten ihre Anwesenheit an der Oberfläche sofort durch die Wölbung ihrer Decke, die auch eingestürzt sein kann, so daß offene Rinnen die Lava durchziehen. Aber diese Tunnels sind selten groß, selten verlaufen sie unabgelenkt lange in einer Richtung; sie verästeln sich auf ihrem Wege an den Vulkangehängen vielfach, stets neue Zungen aussendend, die schließlich in kleinen, flachen, spitzen Formen, nicht in strickförmig gewundenen, halbkreisförmigen Fladen ihr Ende finden. Diese Gestaltung weist darauf hin, daß das abwärts drängende Magma eine starke lebendige Kraft in sich hatte, die dem Magma durch ein stets sich wiederholendes Ausbrechen aus den schon etwas kühleren Wandflächen der Flußkanäle das erneute rasche Vorwärtsschreiten am Berggehänge ermög-

Kartenskizze des

# Strytur

(Island)

Maßstab 1: 10000

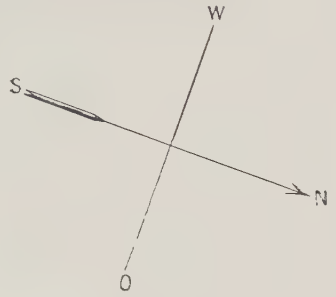
aufgenommen von

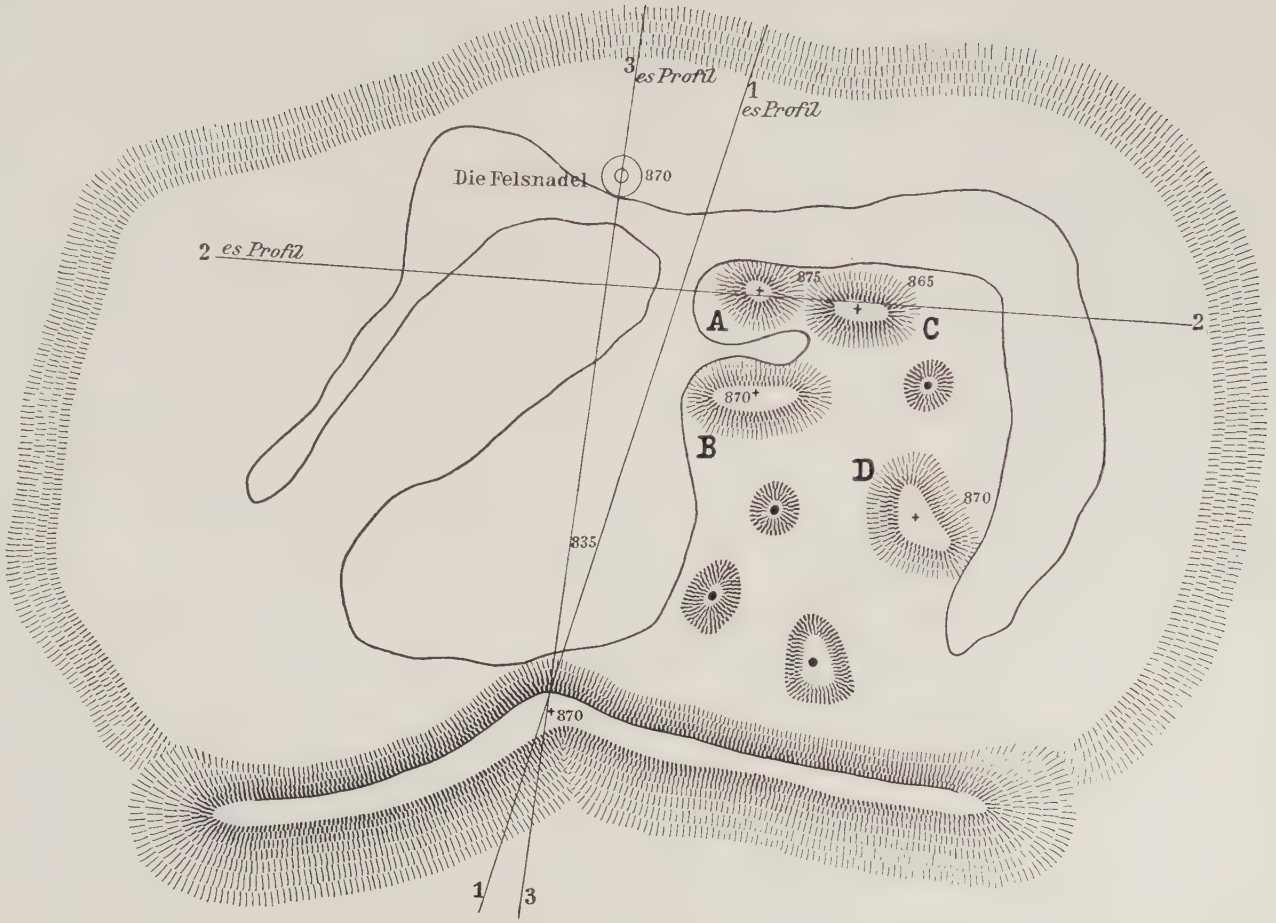
Maurice von Komorowicz.

Erklärungen:

+ *Lavakuppen*

• *Einbrüche in der Lava*



lichte. Diese lebendige Kraft des Magmas kann natürlich bei der Gasarmut dieser Schildvulkanlaven nicht in den eingeschlossenen Laven gesucht werden, liegt folglich im Magma selbst, und kann nur in einem Maß von Dünnflüssigkeit gefunden werden. Diese kommt auch in der verhältnismäßig geringen Dicke der einzelnen Lavabänke zum Ausdruck, deren jede von einer anderen Eruption gebildet wurde, wie ich im folgenden noch zu beweisen haben werde."

Loses Aufschüttungsmaterial (Asche, Schlacken) ist am Strytur nicht vorhanden. Dies ist auch bei den andern isländischen Lavakuppen nicht der Fall, außer der Ketildyngja, wo ein ganzer Stratovulkan den Gipfel krönt. Wohl hat v. Knebel an der Oberfläche der Theistareykjabungja eine dünne Schicht von Schlacken beobachtet, sie stammt aber seiner Ansicht nach von anderen Eruptionsstellen her.

Die Lava des Strytur besteht, wie bei allen rezenten Vulkanen Islands, aus stark poröser basaltischer Lava, dessen dichte, glasige Grundmasse durch Eisenoxyde sehr geschwärzt wird. Dies beeinträchtigt auch sehr die Beobachtungen des Dünnschliffes, der zahlreiche Olivine und Feldspate enthält.

## B. Der Krater.

Der Krater befindet sich auf der Höhe von 835 m ü. d. M. (nach Thoroddsen 872 m). Er wird durch eine rundliche Schlucht von ca. 1000 m Durchschnitt gebildet, die sich nachträglich, in einigen Terrassen, eingesenkt hat. Zuletzt haben sich mehrere parallele Klüfte und einige trichterförmige Einsenkungen gebildet, die mit Schnee vollkommen ausgefüllt sind.

Der Krater ist von einem meist niedrigen, unregelmäßigen

### Kraterring

umgeben, der nur an einer Stelle, im O, einen steilen Rücken bildet (870 m ü. d. M.).

Außerdem befinden sich im NW des Kraters mehrere Lavakuppen von merkwürdiger Gestalt.

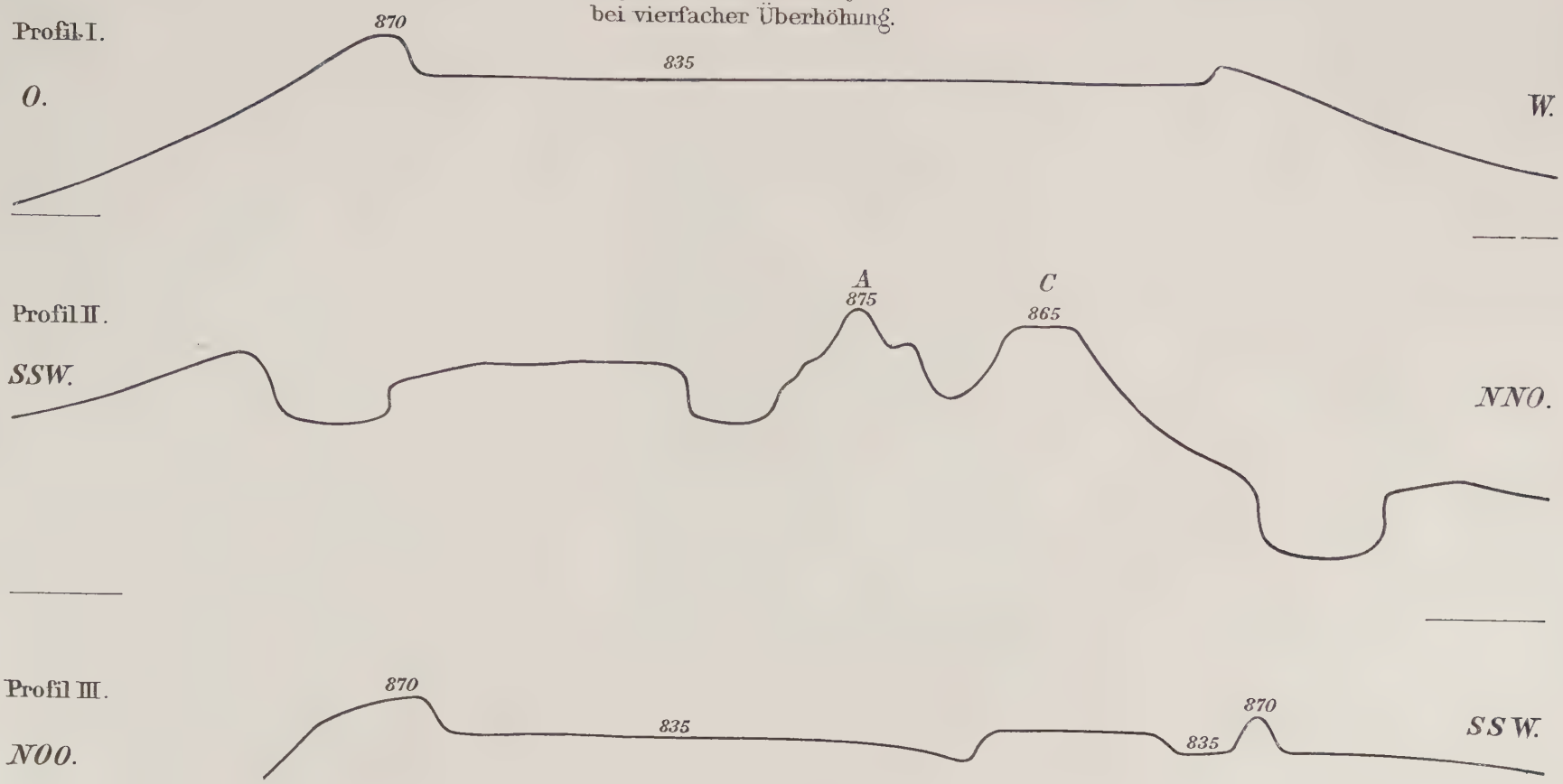
Kuppe A besteht, wie aus dem Profil ersichtlich ist, aus einem doppelten System von Lavasäulen, das senkrecht aufeinandersteht, und zwar so, daß das erste System einen Winkel von ca. $50^0$ mit dem Horizont bildet, und in der Mitte von einem anderen System senkrecht durchschnitten wird (s. Profil 60a).

Kuppe B ist ein runder Berg, der aus Massen Basalt besteht.

Kuppe C ist eine längliche, aus horizontalen Säulen bestehende Anhöhe.

Kuppe D ist im horizontalen Durchschnitt ein aus horizontalen Säulen gebildetes Dreieck.

**Fig. 60[a]** Profile des Strytur bei vierfacher Überhöhung.



Noch im Krater selbst, im W, steht ein 870 m hoher

**Lavakegel,**

der zuerst von Knebel im Globus 1905 S. 14 abgebildet worden ist. Andere Forscher haben diesem Gebilde keine besondere Beachtung geschenkt; mir scheint es aber doch wichtig zu sein.

Es ist ein zuckerhutartiger, kraterloser Lavaberg im Krater, der in eine Schlackenkruste eingepackt ist (Abb. G und Fig. 62). Sein Gipfel besitzt eine ziemlich steile Böschung; die Gehänge seiner unteren Hälfte fallen dagegen in sanfter Rundung ab.

Ein Hornito ist es nicht, und irgend welche Ansätze zur Kraterbildung sind

Fig. 58. Strytur vom Westen.

nicht vorhanden. Es bestehen folgende Möglichkeiten seiner Entstehung, die ich einer eingehenden Besprechung unterziehen möchte:

1. Wie erinnerlich, hat sich bei dem Ausbruche des Mont-Pelé ein riesiger andesitischer Felsen von ca. 700 m relativer Höhe gebildet, der im Laufe einiger Monate teils einer Zerstörung, teils einer wiederholten Umwandlung unterlag.

Diese Bildung bestand aus zwei Teilen: einem breiten Sockel von ca. 400 m und einer darauf errichteten Felsnadel von ca. 300 m Höhe (s. Fig. 63).

Die Beobachtungen dieses eigenartigen Gebildes wurden vom August 1902 bis März 1903 von Herrn Lacroix ausgeführt[1]) und bestehen in folgenden Feststellungen:

Die Felsnadel stieg mit überaus schnellem Wachstum in die Höhe

[1]) Lacroix, „La Montagne Pelée", Paris 1903.

(„rapide croissance"), wobei ihr Aussehen fortwährenden Umwandlungen unterlag („perpétuel changement"). Die weißpolierten Wände („polies et blanchies") waren mit senkrechten Spalten bedeckt („fissures verticales"), die nachts in feuriger Glut aufleuchteten.

Dieses Gebilde verdankt seine Entstehung einem vertikalen Schub (une poussée de bas en haut"), wobei aus einer Öffnung eine riesige Masse festen Gesteins („roche solide"), entstieg; seine Umwandlungen erlitt dieser Felsen nur durch mechanische Zerstörung des Gesteins, keineswegs aber durch plastische Vorgänge („que par éboulement").

Es war ein Gang — besser gesagt ein Pfropfen — überaus festen Magmas, der sich bereits verfestigte („se solidifiant"), bevor er die Ausgangsöffnung erreichte.

Fig. 59. Strytur vom Osten mit dem Blick auf den Langjökull.

Infolgedessen war er nur unvollkommen plastisch („imparfaitement plastique") und besaß nicht die Möglichkeit, sich der Form seines Kraters vollkommen anzupassen. Es entstand dadurch eine starke Reibung zwischen seinen Wänden und denen des Kraters, wodurch letztere einer mechanischen Umformung unterlagen.

Mit der Zeit wurden letztere immer mehr abgeschliffen und nahmen am Ende eine zylindrische Form an; danach wurde auch die Felsnadel zylindrisch.

Die Oberfläche der Nadel war mit verschiedenen Rinnen bedeckt („Canelure"); die senkrechten verdanken ihren Ursprung den Unregelmäßigkeiten der Krateröffnung und weisen auf eine gewissermaßen schraubenförmige Bewegung beim Aufstieg („mouvement hélicoidal"), wogegen die krummen und querliegenden eine Unstetigkeit der Bewegung bezeugten.

Anfangs stieg die Nadel senkrecht und an allen Seiten gleichzeitig; etwa vier Monate später erlitt sie eine Knickung nach Südwest, wodurch ein Bruch ihrer Achse

entstand. Das hatte einerseits Abbrüche, andererseits eine Störung im Wachstum zur Folge.

Nachdem dieses interessante Gebilde elf Monate später, Lacroix' Meinung nach, von einer dem Hauptkrater des Vulkans entfahrenen Feuerwolke („nuée ardente"; also nicht etwa von einer inwendigen Explosion) vernichtet wurde, entstand etwas weiter im ONO eine neuere, kleinere Nadel; auch sind gewissermaßen knospenförmige Ansätze zur Bildung noch weiterer derartiger Nadeln („apport de lava par bourgeonnement") nicht nur in der näheren Umgebung, sondern auch weiterhin auf der Oberfläche des Vulkans entstanden.

Fig. 62. Die Felsnadel am Strytur.

Mit diesem Bilde vor Augen müssen wir uns fragen, ob wir berechtigt sind, den Lavafels am Strytur als ein Gebilde derselben Art wie die Pelé-Nadel zu betrachten?

Ich glaube sagen zu dürfen, daß eine Analogie zwischen diesen Gebilden besteht, daß es aber andererseits verwegen erscheint, die ohne jeden Vergleich kleinere Nadel am Strytur denselben Kräften zuzuschreiben, die das überaus gewaltige Pelé-Gebilde schufen. Daß aber gewisse Ähnlichkeiten vorhanden sind, läßt sich nicht verneinen. Hier wie dort haben wir mit einem steilen Lavafels zu tun, der einem vertikalen Schub sein Dasein verdanken kann. Die Oberfläche der Strytur-Nadel ist aber mit einer rauhen Schlackenkruste bedeckt, wogegen diejenige der Pelé-Nadel nach Lacroix glattpoliert war. Dies ließe sich vielleicht dadurch

erklären, daß kleinere Gesteinstücke von oben fortwährend herabglitten, an den noch heißen Abhängen kleben blieben und auf diese Weise eine rauhe Kruste bildeten. Es sei auch betont, daß die Pelé-Nadel inwendig von weißglühenden Massen erfüllt war, die nachts stark hindurchleuchteten, und daß Blöcke unablässig von der Nadel abbrachen und hinabrollten. Dies mag auch bei der Strytur-Nadel der Fall gewesen sein; die innere Temperatur war unvergleichlich höher als die äußere; es mußte

Fig. 63. Die Felsnadel am Mont-Pelé.

infolgedessen ein Ausgleich stattfinden und die äußere Schicht zersprang überall in kleine Ritzen und Poren, aus denen das glutflüssige Innere herausdrang und außen erstarrte. Auf diese Weise kam die äußere Schlackenpackung zustande.

Wie erwähnt, teilt Lacroix mit, daß embryonale Ansätze zu solchen Bildungen auch an anderen Stellen des Vulkans beobachtet worden sind: „Les observations faites d'Assier font voir qu'en outre, en plusieurs parties de ce sommet, se trouvaient des surfaces polies, indiquant une extrusion moins localisée de matière solide par un mécanisme semblable a celui qui a donné naissance à la première aiguille."

Ich vermute, daß die Lavakuppen A bis D ebenfalls Enden von überaus dick-

flüssigen sekundären Gängen sind, die durch einen vertikalen Schub emporgebracht wurden, und daß die Nadel als ein sekundärer Austrittspunkt der Lava zu bezeichnen ist.

2. Sapper[1]) und Reck[2]) berichten über sog. „Lavapilze", die sie auf einigen isländischen Lavafeldern beobachten konnten. Die von Sapper beschriebenen Objekte hatten 4—5 m Höhe und 3—4 m im Durchmesser (s. Fig. 32). Seiner Meinung nach besteht eine gewisse Analogie zwischen diesen Lavapilzen und der Pelé-Nadel, wobei er aber feststellt, daß die Lavapilze sekundäre kleinere Gebilde sind, die Pelé-Nadel aber als primäres Gebilde zu betrachten ist.

Er hat den Eindruck, daß diese „Pilze" ursprünglich hohl waren und erst durch das Zusammenstürzen des Mantels inwendig mit Lavabruchstücken ausgefüllt wurden. Im Grunde genommen seien sie nur als eigenartige Hornitos zu bezeichnen.

Nach Reck[3]) sind es, um seine eigenen Worte zu gebrauchen, „turmartige Auftreibungen in einer sturmmäßig zerrissenen Lava".

Er hatte die Beobachtung gemacht, daß die Verteilung der Lavapilze auf dem Lavafelde von Laki eine keineswegs willkürliche ist, sondern daß diese sich an den Fuß der alten Krater schmiegen und durch deren seitlichen Widerstand gegen die von Norden und Nordosten kommende Lava entstanden sind. Er bezeichnet sie als Stauungsprodukte der Lava. Bei Laki stehen sie in der Anzahl von 30 Stück in zwei Reihen, die parallel der Richtung der Vulkanspalte liegen. Eine zwar undeutlich und öfters unterbrochene, aber doch feststehende Anordnung in den Reihen will Reck beobachtet haben, und zwar geht die Anordnung strahlenförmig von der Gruppe aus.

Die Entstehung dieser Lavapilze schreibt Reck zwei Faktoren zu:

1. Der treibenden Kraft der Lavamasse;
2. dem Widerstand der Schlackenkegel am Rande der Lava.

Wie Fig. 32 zeigt, ist schon das äußere Aussehen dieser Lavapilze von der Strytur-Nadel so verschieden, daß man kaum zur Annahme gelangen darf, es handle sich um Gebilde derselben Art.

Die Strytur-Nadel ist als ein solches Gebilde schon deshalb nicht anzusehen, weil sie inwendig durch und durch fest ist. Im übrigen sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß beide Beobachter über die Genesis der Erscheinung nicht einig sind, während Reck sie als „Stauungsprodukte der Lava" ansieht, betrachtet sie Sapper als durch freiwerdendes Gas erzeugte Auftreibungen des Magmas.

3. Zu erwähnen ist noch eine, der Beschreibung nach wohl ähnliche Bildung,

[1]) Sapper, „Über einige isländische Vulkanspalten und Vulkanreihen", N. J. B. 1908, B B. 26.

[2]) Reck, „Isländische Masseneruptionen".

[3]) Reck, „Isländische Masseneruptionen".

Fig. 64. Die „blowing cones“ im Kilauea-See. (Nach Ellis.)

die von Ellis,[1]) Wilkes[2]) und Dana[3]) am Kilauea beobachtet wurde; Dutton[4]) zitiert lediglich die Beschreibung seiner Vorgänger, da er diese Dinge bei seinem Besuch nicht gesehen hat. Es handelt sich um „blowing cones" inmitten des Sees (Fig. 64), welche kurzlebig sind und den Ort schnell wechseln. Ellis bezeichnet sie als „conical inverted funnels" von 20 bis 50 Fuß Höhe. Am Gipfel besitzen die „blowing cones" eine kraterartige Öffnung, welcher Dampf und Lavafetzen entfahren. Ellis hat ca. 50 Stück gesehen.

Dutton charakterisiert sie folgendermaßen:

„They appear to have been composed of solidified but very hot lava. None of them were permanent but after a short period of activity they were either melted down or shifted their positions. Most probably they were masses of solid lava floating like bergs in the Lake. During my visit two masses of solid lava formed within the New Lake. These had no orifices at their Summits and showed no action at all suggestiv of blowing cones. They appeared to be simply masses of solidified lava formed out of the pool itself."

Diese „Inseln" wechselten nun den Ort, und eine von ihnen wurde um „zwei Drittel des kürzeren Seedurchmessers" verschoben.

Dutton weiß diese Erscheinung nicht ganz genau zu erklären; er weist auf den Unterschied an spezifischem Gewicht zwischen Laven über und unter dem Erstarrungspunkte und glaubt den Vorgang darauf zurückführen zu können.

Es besteht eine gewisse Ähnlichkeit zwischen der Strytur-Nadel und diesen Schöpfungen; ein endgültiges Urteil kann ich selbstverständlich nicht fällen, solange das Material an Beobachtungen tätiger Vulkane so spärlich ist.

4. Es sei hier zuletzt noch bemerkt, daß v. Knebel dieses Gebilde als sekundären Austrittspunkt der Laven betrachtet. Mit dieser Annahme wird er wohl das Richtige treffen; die primäre Pelé-Nadel ist viel zu gewaltig, als daß sie zur selben Art wie der Fels am Strytur gerechnet werden dürfte; anderseits weisen beide Gebilde entschieden gewisse Analogien auf, und deswegen darf man wohl annehmen, daß die Felsnadel am Strytur das Ende eines dickflüssigen, sekundären Lavaganges ist, der seine Entstehung einem vertikalen Schub verdankt, und daß außer ihr noch mehrere andere — heute schon stark zerstörte Gebilde derselben Art im Krater Strytur — entstanden sind.

## C. Der Kraterring.

Nach den Beobachtungen von Thoroddsen, v. Knebel, Reck und Dutton haben die Lavavulkane einen „Kraterring von wechselnder Höhe, der aus kom-

[1]) Ellis, Polynesian Research.
[2]) Narrative U. S. Ex. Ex. vol. iv.
[3]) Dana, Volcanoes of Hawaii.
[4]) Dutton, Hawaian Volcanoes.

pakter Lava besteht und sich durch eine steile äußere Böschung von der Oberfläche des Lavaschildes abhebt".

Einen solchen Kraterring besitzt auch der Strytur; es ist ein niedriger, teilweise stark abgetragener Wall, von durchschnittlich 3—4 m Höhe, der nur im O die Gestalt eines langen gekrümmten Lavarückens von ca. 35 m (nach Thoroddsen 43 m) Höhe besitzt. Die dem Krater zugekehrte Seite ist beinahe senkrecht; an ihr kann man dünne Lavaschichten wahrnehmen, deren Neigung durchschnittlich 50° beträgt.

Der Rücken ist flach und breit; stellenweise besitzt er eine rundliche Wölbung.

Die Frage nach der Genesis dieses Kraterringes ist außerordentlich schwer zu beantworten, um so mehr, als die Lavavulkane bisher nur sehr wenig daraufhin untersucht worden sind. Thoroddsen konnte sich der Betrachtung dieser Gebilde nur selten widmen, da er seine Aufgabe in dem Entwerfen eines allgemeinen morphologisch-geographischen Bildes erblickte; v. Knebel hat sich mit dieser Aufgabe gar nicht beschäftigt, und nur Reck allein nahm sich die Mühe, die Ringe einem eingehenden Studium zu unterziehen.

Entscheidend ist vor allem die Frage, in welchem Verhältnis der Ring zu dem Krater steht. Thoroddsen berichtet, daß bei den Vulkanen Selvogsheidi und Heidinhá auf Reykjanes die Lava alle niedrigen Stellen des Kraterringes überschwemmt hatte. Das wäre allerdings ein Beweis dafür, daß der Ring zur Zeit der eruptiven Tätigkeit bereits bestanden hätte; ich führe hier die betreffende Stelle an:

„Heidinhá ist 637 m hoch, mit einer Neigung nach W von 2°, nach S und O 3°. Am Gipfel befindet sich ein großer, mit Lava ausgefüllter Krater, den ein Kreis aufrechtstehender Spitzen bezeichnet; der Durchmesser des Kraters beträgt ungefähr 300 m. Von diesem Vulkane ist die Lava nach Selvogur hinabgeströmt und hat sehr wesentlich zum Aufbau des Gebirges beigetragen und über alle Höhen hinweg das Plateau dermaßen geebnet, daß dessen südlicher Rand unter der gleichmäßig schräg abfallenden Gebirgskuppe verschwindet, die mit ihrem südlichen Fuße auf der Niederung 125 m ü. d. M. anlehnt. Südlich von Heidinhá liegt unten an der Küste der andere, bei weitem niedrigere Vulkan Selvogsheidi (182 m). Er ist ebenfalls ein Stromvulkan mit sehr geringer Neigung, 1—2—3°. Der Krater ist gleichfalls mit Lava ausgefüllt, und seine Lage wird durch einen Kreis von Lavaspitzen angegeben. Die Laven haben sich ebenfalls von hier über Selvogur bis zum Meere hinab ergossen und sich mit den Laven von Heidinhá vermischt. In der Vertiefung zwischen diesen Vulkanen zieht eine Reihe großer Spalten von SW nach NO, deren nördliche Ränder höher sind als die südlichen, weshalb diese Spalten höchstwahrscheinlich durch eine Senkung der Selvogsheidi entstanden sind."

Reck kommt deswegen zu der Ansicht, daß der Ring „während der Zeit relativer Ruhe der Vulkane aufgebaut wurde“; zum Beweis führt er die Tatsache an, daß

1. die Böschung des Ringes zu derjenigen des ganzen Berges im schroffen Gegensatz steht, sowie
2. daß der Ring „der obersten Decke des Berges ungestört auflagert“.

Was die Behauptung ad 1 anbelangt, so schließe ich mich ihr unbedingt an. Bei dem Strytur ist der Böschungswinkel des Berges $2^0$, derjenige des Ringes $50^0$.

Ad 2 habe ich folgendes zu bemerken:

Fig. 65. Kilauea mit den Lavafontänen.
(Nach Ellis.)

Bei dem Strytur lassen sich die einzelnen Decken keineswegs so genau beobachten, wie das bei den von Reck untersuchten Vulkanen der Fall ist. Die Oberfläche des Lavafeldes ist mit strickförmigen Fladen bedeckt, und seitliche Einbrüche, die einen Einblick in die innere Struktur gestatten würden, habe ich nicht gesehen. In der näheren Umgebung des Kraters sieht man die Lagerung der Decken nur an dem Ringe.

„Daß der Ring der obersten Decke auflagert“, habe ich auch beobachtet, und man darf meines Erachtens darauf schließen, daß der Ring nach der Bildung dieser letzten Decke entstanden ist. Neue Ergüsse können sich unmöglich danach gebildet haben, da ein solcher Erguß über den Ring hinweg er-

W. T. Brigham phot.

Fig. 66. Halemaumau und der Ringwall.

folgen und deutliche Spuren auf dem Ring und besonders aber auf seiner dem Krater zugekehrten Seite hinterlassen haben müßte; er würde vor allem eine neue Decke schaffen, die der obersten auflagern und den Ring mehr oder weniger überschütten würde. Die Ansicht Recks, das Auflagern auf der obersten Decke bedeute die Entstehung des Kraterringes in einer Ruhepause, birgt also einen Widerspruch, um so mehr, als der Autor gleich hinzusetzt:

> „Somit bleibt also nur noch die Möglichkeit, daß er nach den Ergüssen, also nach dem Paroxysmus und während der Zeit relativer Höhe der Vulkane aufgebaut wurde. Es ist daher anzunehmen, daß in der Regel zwischen den Zeiten der großen Eruptionen sich Kraterringe gebildet haben, die dann von der im Kanal aufsteigenden Lava teils eingeschmolzen, teils durchbrochen, teils überflutet werden."

Die Wahrscheinlichkeit der Zerstörung der Ringe durch spätere Überflutungen liegt nahe; wo aber das Auflagern des Ringes auf der obersten Decke einwandfrei festgestellt wird, ist die Postexistenz sicher erwiesen. Das Entstehen der Ringe schreibt Reck wandelnden Lavaspringquellen zu, welche das Magma auf den Rand werfen und ihn dadurch erhöhen.

Gegen diese Erklärung können immerhin einige Einwände erhoben werden; vor allem mutet das Zustandekommen der großen Lavarücken den Lavasprungquellen eine Lebensdauer zu, welche diesen kurzlebigen, variablen Gebilden nicht eigen sein könnte; einige isländische und hawaische (s. Fig. 66—68) Lavavulkane haben im übrigen geschlossene, regelmäßige Ringe, deren Aussehen auf eine andere Entstehungsursache zu schließen erlaubt. Die Lavafontänen müßten, um solche Ringe zu bilden, eine regelmäßige kreisförmige Bewegung an den Ufern entlang verrichten.

Es ist zu bedauern, daß die amerikanischen Autoren auf diese Frage so gut wie gar nicht eingehen; nur an einer Stelle erwähnt Dutton bei der Beschreibung des Kilauea, der Ringwall bestände aus „Masses of lava, which have been apparently pushed up". Erwähnt werden Ringwälle übrigens auch an vielen anderen Stellen des Duttonschen Buches, jedoch wird der Untersuchung ihrer Genesis nur untergeordnete Bedeutung zugemessen.

Die Bilder sprechen klarer. Auf Fig. 66 sieht der Wallring entschieden so aus, als ob er aus Lavaschollen bestände, die durch horizontale (wogende) Bewegung des Magmas auf die Ufer geschoben worden wären. Im übrigen merkt man auch hier den Unterschied zwischen der Böschung des Ringes und derjenigen des Lavafeldes.

Die Fig. 67 und 68 geben das Bild eines regelmäßig geschlossenen Ringwalles wieder, dessen Struktur jedoch nicht ganz deutlich zu erkennen ist. Auffällig ist es, daß auf allen Photographien die Oberfläche des Sees höher liegt als das Niveau des Lavafeldes; man bemerkt auch auf Fig. 67 und 68, daß die Lava

an einigen Stellen über die Ränder des Ringes hinwegfließt, woraus auf eine vertikale Bewegung des Magmas zu schließen wäre.

Eine durch Tatsachen bewiesene Erklärung ist in diesem Falle unmöglich zu geben, da das vorliegende Beobachtungsmaterial vollkommen unzureichend ist. Es läßt sich lediglich sagen, daß der Kraterring durch Vorgänge verschiedener Art entstehen kann. Einmal durch Lavafontänen, doch wird hier, wie schon gesagt, unmöglich ein kreisförmiger, geschlossener Wall erzeugt werden können. Sodann, und das ist wohl das Wahrscheinlichste, durch horizontale Bewegung der

W. T. Brigham phot.

Fig. 67. Halemaumau.

Lavaoberfläche, welche die festen Schollen beseite schiebt. Endlich durch vertikale Bewegung, welche halberstarrte Lava zum Überfließen bringt.

Von anderen isländischen Vulkanen bildet nach Reck die Herdubreid (Fig. 69) einen ziemlich gleichmäßigen Ring, dessen Nordrand um 25 m höher ist als der Südrand. Bei der Kolotta Dyngja (Fig. 70) besteht der „kreisrunde Ring“ aus einer Übereinanderlegung von Miniaturlavaströmen und ist vom Kraterboden durch konzentrische Verwerfungsspalten getrennt“.

Heidinhá und Selvogsheidi besitzen unregelmäßige Ringe, die aus „aufrechtstehenden Spitzen“ bestehen; wahrscheinlich hat hier eine plötzlich beschleunigte Aufwärtsbewegung der Lava einen Erguß nach allen Richtungen gleich-

zeitig herbeigeführt, wodurch größere Teile des Ringes zerschmolzen und hinweggeschwemmt worden sind.

In neuester Zeit hat auch Tempest Anderson[1]) in einem Artikel über den Sawaischen Vulkan Matavanu eine ähnliche Wirkung der Lava zuerkannt:

„. . . Then, again, there, is the high temperature of the lavas and their power of remelting, dissolving, and carrying away previously solidified lava, and even surrounding rocks. At, Kilauea this has been described by various observers, and myself saw the incandescent molten lava in the ‚working pit' eating into the walls and forming caves. Two of these, during my stay, under-

Fig. 68. Ansicht von Halemaumau.
(Nach Brigham.)

mined considerabler portions of the so-called ‚black ledge', that is the most recently solidified portion of the lava-lake."

In diesen Ausführungen spricht Tempest Anderson der Lava zweierlei Vermögen zu:

1. Das Vermögen, Gesteine durch unmittelbare Berührung an der Oberfläche zu zerschmelzen und zu zerstören,
2. das Vermögen, das Gestein unterirdisch zu zerschmelzen, unter der Oberfläche durch Schmelzwirkung Kanäle zu bilden und den Boden auf diese Weise zu unterminieren.

[1]) „Quarterly Journal" Vol. LXVI. 1910, Nr. 264.

Fig. 69. Der Kraterring der Herdubreid.
(Aus „Isländische Masseneruptionen“ von Hans Reck, Verlag von Gustav Fischer, Jena.)

Auf diese zweierlei Arten wirkt die flüssige Lava zerstörend und abtragend. Wie ja denn auch E. Suess schon längst die aufschmelzende Tätigkeit stark betont hat.

Es resultieren aus diesen Beobachtungen die folgenden Schlüsse:

1. Tempest Anderson spricht deutlich von einem „Wall of the crater" — also ist der Matavanu-See von einem Kraterring umgeben;
2. es gibt „senkrechte oder überhängende Teile dieses Walles" (gerade wie bei dem Strytur);
3. es haben Erdrutsche stattgefunden, die eine Folge der Unterminierung durch Einschmelzen darstellen;
4. auch sonst weisen die meisten Lavabänke Spuren von Schmelzwirkung auf.

## D. Die Einbrüche und Spalten am Strytur.

Wir haben gesehen, daß im Krater verschiedene Einbrüche entstanden sind; sie sind zweierlei Art:

1. lange Spalten,
2. rundliche trichterförmige Einsenkungen.

Solche Einbrüche haben sich auch bei anderen Lavavulkanen gebildet; sie sind zu unterscheiden von den Tunnels und Kanälen, die den Lavaströmen zum Abfluß dienten; zu ihnen gehören auch die Einbrüche bei der Kollóta, wo der Kraterboden von konzentrischen Verwerfungsspalten bedeckt ist, die nach Reck dadurch entstanden sind, daß der Kraterboden (also die Oberfläche des erstarrten Lavasees) sich in konzentrischen Brüchen senkte. Ganz wie beim Strytur haben auch dort „mehrere Einsenkungen in der Fläche des Kraterbodens" stattgefunden.

Thoroddsen sagt, daß die Kraterränder im allgemeinen „konzentrische Brüche" und „terrassenförmige Senkungen" besitzen, und „außerhalb der Ausbruchsöffnungen befinden sich auch häufig größere oder kleinere runde Kesselschlünde mit steilen Wänden und von großer Tiefe".

Wie sind solche Einbrüche entstanden?

Was die langen Spalten anbelangt, so sind sie meines Erachtens auf kontraktive Vorgänge bei dem erkaltenden Magma zurückzuführen.

Die trichterförmigen Einsenkungen sind wohl auf Rückfluß des Magmas zurückzuführen.

v. Knebel sagt, daß die von mir und meinen Vorgängern als Krater angesehene Gipfelschlucht kein Ausbruchsort, sondern lediglich ein Einsturzkessel sei, der durch den Rückfluß des Magmas gebildet wurde.[1])

[1]) Die von v. Knebel angeführte „Reliefdarstellung" des Strytur-Kraters wird wohl von diesem Forscher mehr schematisch gedacht sein, da sie mit den topographischen Verhältnissen weniger übereinstimmt.

Diese Auffassung steht mit seiner Hypothese über die Entstehung dieser Vulkane in unmittelbarer Verbindung. Im Gegensatz zu der herrschenden Ansicht nahm er an,[1]) daß sie „durch einen einzigen Ausbruch“ entstanden wären:

„Ein gewaltiger vulkanischer Ausbruch förderte die gesamte Masse zutage, welche den Lavavulkan aufbaut. Unter der ersten großen Erstarrungskruste dieses gewaltigen emporgepreßten Lavakuchens bildeten sich infolge der Bewegungen in dem noch glutflüssigen Teil des Magmas die Schichten. Durch Austreten großer

Fig. 70. Kollóta Dyngia von Osten.
(Nach einem Originalaquarell von Frl. J. v. Grumbkow.)
(Aus „Isländische Masseneruptionen“ von Hans Reck, Verlag von Gustav Fischer, Jena.)

Teile von Lava aus der Basis oder den Gehängen des Berges bildeten sich jene oben genannten Einsturzkessel.

Die Krater dieser Vulkane liegen nach dieser Erklärungsweise unter der gesamten Masse der Vulkane begraben.“

Diese Hypothese ist von vielen Seiten angegriffen worden, so von Thoroddsen, Sapper und Reck; es ist ihrem Vertreter mit Recht zum Vorwurf gemacht worden, daß sie die Entstehung der Schildvulkane keineswegs einfacher erklärt, als die

[1]) Zeitschr. d. Geolog. Ges. 1906.

Thoroddsensche, und daß sie in striktem Widerspruch mit den an tätigen hawaischen Vulkanen vorgenommenen Beobachtungen steht.

Das mag richtig sein. Nicht zu verwerfen ist aber meines Erachtens die Ansicht, daß, wenn auch nicht der ganze Krater, so doch die darin enthaltenen Brüche und Senkungen auf Rückfluß von Magma zurückzuführen sind. Wir wollen deswegen an Hand der einschlägigen Literatur sowie der von uns im Felde vorgenommenen Beobachtungen untersuchen, ob ein solcher oder ähnlicher Vorgang in der Natur bereits anderswo beobachtet wurde, und zu welchen Rückschlüssen wir in bezug auf die im Strytur beobachteten Senkungen berechtigt sind.

## III. Rückfluß des Magmas in die Tiefe.

Bei Laki hat Reck[1]) einen Lavasee beobachtet, den er folgendermaßen beschreibt:

„Von besonderem Interesse ist auch der Lavasee selbst. Seine Dimensionen nach Länge und Breite sind etwa 300 : 400 m. Das Niveau des Lavasees muß schon zu Zeiten der Eruption tiefer gelegen sein, als der Boden der benachbarten Krater; denn es floß ihm oberflächlich Lava zu. Der See scheint keine Lava ergossen zu haben. Nach Osten hin ist er von einem anderen gleichartigen Lavasee durch einen flachen, schlackenbedeckten Rücken geschieden. Auch aus diesem östlichen See floß ihm in deutlich nach Westen geneigten Strömungsröhren Lava zu. Die Oberfläche des Lavasees ist verhältnismäßig ruhiger. Sein Niveau stand jedoch sicher früher 10 m höher als heute, wie die überall in dieser Höhe gelegenen Lavastandsmarken beurkunden. Von dem oberen Bruchrand fallen die Wände senkrecht ab, vielfach Höhlenbildungen anschneidend, die teilweise sehr ansehnliche Dimensionen erreichen. Der Einbruch hat also erst stattgefunden, als die Abkühlung schon ziemlich weit vorgeschritten war, wie wir mit Notwendigkeit aus dem Vorhandensein und der Erhaltung der genannten Hohlformen schließen müssen."

Hierbei stellt Reck die Frage nach dem Verbleib des Magmas. Einen natürlichen Abfluß besitzt der See nicht, darauf ist wenigstens aus den topographischen Verhältnissen nicht zu schließen, und deshalb kommt Reck zu dem Schluß, daß das Magma in vertikaler Richtung abgeflossen ist, da es in horizontaler nicht abfließen konnte.

Der Einwand, die Einbrüche seien auf Kontraktion beim Erstarren zurückzuführen, begegnet er dadurch

[1]) Reck, „Isländische Masseneruptionen" S. 79.

1. daß er auf die Einbrüche bei Lavaströmen hinweist, welche bekanntlich nur den Abflüssen des Magmas zuzuschreiben sind,
2. daß Kontraktionseinbrüche auf Island nie solche Dimensionen erreichen, wie die bei jenem Lavasee beobachteten,
3. daß die Kontraktion eine in ihren Folgen gesetzmäßige Erscheinung ist, die überall in derselben Art und Weise aufzutreten pflegt, und daß infolgedessen bei sämtlichen abflußlosen Kraterseen Einbrüche derselben Art stattgefunden haben müßten. Dies steht aber mit den tatsächlichen Beobachtungen in Widerspruch, weil gerade die bedeutendsten Einbrüche bei horizontal abgeflossenen Lavaseen gesehen wurden.

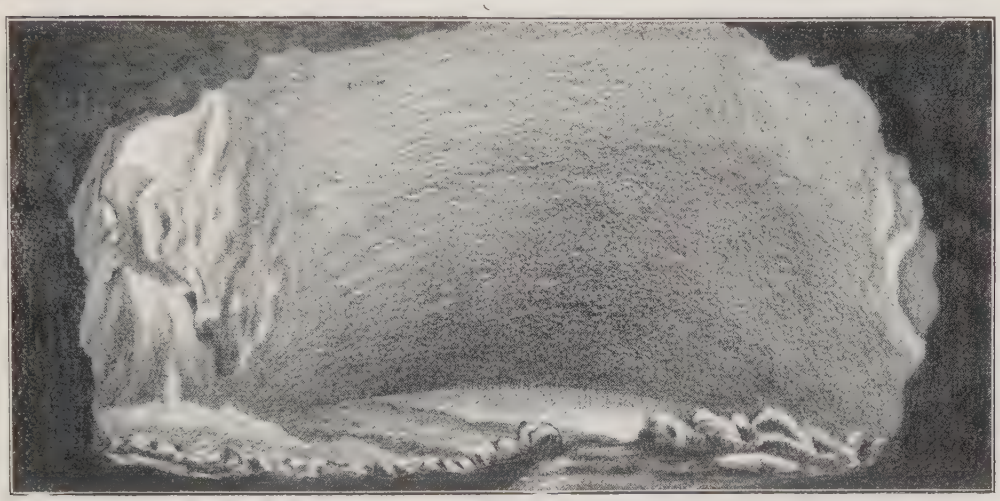


Fig. 71. Lavahöhle auf Graciosa.
(Nach Hartung.)

Nach diesen Erwägungen kommt er zum Schluß, daß die Kontraktion bei solchen Einbrüchen eine nur nebensächliche Rolle spiele, daß solche aber meistens nur einem Rückfluß des Magmas zuzuschreiben seien.

Ich muß Reck zugeben, daß so gewaltige Einbrüche, wie z. B. am Strytur, der Kontraktion dieser äußerst dünnflüssigen und gasarmen Laven kaum zugeschrieben werden können. Wir wollen deswegen weiter untersuchen, wo und unter welchen Umständen solche Rückflüsse sonst beobachtet worden sind.

Vor allem ist es wieder v. Knebel,[1]) der aus einigen am Myvatn gesammelten Beobachtungen (Lavahöhlen) auch dort auf einen Rückfluß schließt. Wir finden in dieser Arbeit die Abbildung eines Einbruchskessels, der den trichterförmigen

[1]) v. Knebel, „Globus“ 1905.

Einsenkungen am Strytur äußerst ähnlich ist. Auch bei Reck finden sich verschiedene Mitteilungen, die darauf deuten könnten; dazu gehören die Berichte über terrassen- und treppenförmige Einbrüche; der Verfasser protestiert aber ausdrücklich gegen die Annahme des Rückflusses und führt die Einbrüche auf einen in der Tiefe entstandenen Massendefekt zurück.

Wenn man die großzügigen und gewaltigen Einbruchsphänomene am Krater des Strytur und anderer Lavavulkane beobachtet, muß man zu der Überzeugung kommen, daß diese unmöglich der Kontraktion des (übrigens recht gasarmen) Magmas allein zuzuschreiben sind. Es ist vielmehr durchaus erlaubt anzunehmen, daß solche gewaltige mechanische Vorgänge auf einen Rückfluß des Magmas in die Tiefe zurückzuführen sind.

Daß solche vertikale Bewegungen des Magmas in der Natur tatsächlich stattfinden, geht aus den Beschreibungen des Lavasees am Kilauea hervor; ich werde im 5. Kapitel näher darüber berichten. Es ist aber ganz allgemein ein jedes Aufhören vulkanischer Tätigkeit in einem Vulkan der Regel nach mit einem Rückfluß der Lava in die Tiefe verknüpft.

Thoroddsen teilt mit, daß konzentrische Brüche und terrassenförmige Senkungen häufige Erscheinungen sind („Island" S. 126); er ist ebenfalls der Ansicht, daß das Niveau des Kratersees am Strytur in periodischer, vertikaler Bewegung war, bevor es erstarrte.

Auch die Bildung der großen Lavahöhle Surtshellir glaubt v. Knebel[1]) auf Magmarückfluß zurückführen zu dürfen, und zwar aus mehrfachen Gründen:

a) das Vorhandensein von Lavastandsmarken;
b) der gegeneinander gerichtete Verlauf der Lavawülste am Boden der Höhle, was gegen das Wegfließen der Lava in horizontaler Richtung sprechen dürfte;
c) die Bildung solcher Stalaktiten, die den Boden der Höhle mit der Decke verbinden.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit auf eine schöne Lavahöhle auf der Azoreninsel Graciosa hinweisen, die von Hartung abgebildet und ausführlich beschrieben wird[2]) (siehe Fig. 71).

„Die Breite dieser Höhle beträgt da, wo die Zeichnung aufgenommen ist, unfern der beiden senkrechten Öffnungen, 300 Fuß und mag sich in der Mitte bis nahezu 400 Fuß steigern. Der Längendurchmesser von NW und SO ist viel beträchtlicher und der Boden, der sich in derselben Richtung senkt, liegt an der tiefsten, mit Wasser erfüllten Stelle kaum etwas mehr als 150 Fuß ü. d. M. und 200—250 Fuß unter dem Talboden der Caldera. Die Seitenwände und die Decke bildet die hellgrauere Abänderung der trachydoleritischen Laven, die selbst dem

[1]) v. Knebel, „Gaca" 1907.
[2]) Hartung, „Die Azoren", nebst einem Atlas; Leipzig, Engelmann 1860.

Fig. 72. Die Insel Madeira.
(Nach Capt. Vidal's Karte.)

unbewaffneten Auge als ein mehr grobkörniges kristallinisches Gemenge erscheint, dem größere Kristalle von Labradorit, Augit und Olivin ein porphyrartiges Ansehen erteilen. Nirgends trifft man Schlackenbildungen oder Blasenräume in der schönen, äußerst kompakten kristallinischen Lava, welche die Riesengrotte in einer mächtigen Felsmasse einschließt, die in einem Guß entstanden zu sein scheint. Die senkrechte Wand, an welcher man mittels der Taue hinabsteigt, verrät keine Gliederung, und die mitunter kolossalen Bruchstücke, die, von der Decke herabgefallen, den Boden bedecken, liefern ebenfalls durchaus kompakte Handstücke. Den Grund der Höhle erfüllen Schwefeldämpfe, die nicht gestatten, bis an das Wasser vorzudringen, und etwa über eine halbe Minute von dieser Stelle entfernt bricht gemäß der Angabe der Einwohner am südöstlichen Meeresufer eine heiße Quelle hervor, die auch auf der Vidalschen Karte angegeben ist. Die Höhle, die an und für sich betrachtet schon eine merkwürdige Erscheinung darbietet, gewinnt noch dadurch an Bedeutung, daß sie im Grunde des großen Kratertales auftritt."

Ich möchte nun meinen, daß das Surtshellir einfach ein intakt gebliebener Lavatunnel ist, oder ein riesiger Blasenraum, ähnlich der Lavahöhle auf Graciosa sei. Jedenfalls liegt kein zwingender Grund vor, der v. Knebelschen Ansicht beizupflichten, denn irgend welche Spuren, die auf einen vertikalen Rückfluß deuten, sind ebensowenig bei Surtshellir wie bei anderen derartigen Gebilden festgestellt worden.

Dem Rückzug der Eruptivmassen nach der Tiefe hat A. Stübel[1]) große Wirkungen zugeschrieben. Bei der Betrachtung der sogenannten „Calderaberge führt er die Entstehung der gewaltigen Einsenkungen oder Cirkustäler am Gipfel der großen Vulkane auf den vertikalen Rückzug der Eruptivmassen zurück.

Da die Kratereinsenkungen bei Lavavulkanen ebenfalls „Calderen" genannt werden,[2]) so muß ich kurz auf dieses Thema eingehen und die Frage aufwerfen, ob und inwiefern deren Entstehung dem Magmarückzug im Stübelschen Sinne zuzuschreiben sei.

Der Name „Caldera" stammt von der Insel „Palma" her (Kanarische Inseln), wo ein breites, tiefes Tal La Caldera de Taburiente" genannt wird.

Stübel definiert den „Calderaberg" als

„einen meistens großen, mehr oder minder kegelförmigen Kraterberg, dessen Kratereinsenkung jedoch einen so bedeutenden Durchmesser im Vergleich zur Höhe und zum Umfang der Bergmasse besitzt, daß die allmähliche Aufschüttung dieser Bergmasse von einem so unverhältnismäßig großen Krater und einem ihm entsprechenden weiten Kraterschachte aus, sowie in Anbetracht der tektonischen Verhältnisse des Ringwalles, nicht erklärlich erscheint.

---

[1]) A. Stübel, „Über die genetische Verschiedenheit der Vulkanberge"; „Über das Wesen des Vulkanismus"; „Der Vesuv"; „Vulkanberge von Colombia"; „Madeira" usw.

[2]) v. Knebel, „Der Vulkanismus". Dutton, „Hawaiian Volcanoes".

Die ‚Caldera' unterscheidet sich von den gewöhnlichen Kratereinsenkungen längst erloschener Vulkanberge äußerlich vielfach auch noch dadurch, daß ihre kranzartige Umwallung gegen das Innere des Kessels sehr steil abfällt, und infolgedessen den Schichtenbau der Bergmasse für das Auge bloßlegt."

Stübel weist auch darauf hin, daß der Begriff „Caldera" ein rein genetischer, keineswegs aber ein topographischer ist; das Gipfeltal sei keineswegs durch „nachträglichen Einsturz" oder „Ausblasen" entstanden, denn bei den bekannten „Calderabergen" läge kein zwingender Grund zur Annahme solcher Vorgänge vor. Er unterscheidet bekanntlich zwischen monogenen und polygenen Bergen; die monogenen seien durch einen einzigen, gewaltigen Ausbruch entstanden; jeder Vulkan besäße einen monogenen Kern, um den sich erst später ein polygener Gesteinsmantel gebildet hatte.

Die Calderen wären nach Stübel lediglich die Folge des ersten monogenen Ausbruches; sie entständen durch den vertikalen Rückzug der bei dem ersten, gewaltigen Ausbruch mit mächtigem Schwung ausgeworfenen Massen, deren treibende Kraft sofort nach der Eruption rasch aufhört. Infolgedessen sinke auch der Überfluß des Magmas, nachdem der Höhepunkt erreicht ist, hinab und am Gipfel des Berges bilde sich eine Einsenkung.

Nach seiner „genetischen Auffassung" definiert er die „Caldera als einen Einsturzkrater, der, unabhängig von einem etwaigen früher vorhandenen oder auch noch erhaltenen Ausflußkrater, lediglich durch das plötzliche Zurücksinken der Lavamassen im Eruptionsschacht eines monogenen Vulkanbergs vor dessen gänzlicher Erstarrung entsteht und den Schlußakt der monogenen Bildung kennzeichnet."

Ausdrücklich fügt er hinzu, es sei nicht nötig,

„daß monogene Vulkanberge ausschließlich aus glutflüssigem Magma aufgeschichtet worden seien; es scheint im Gegenteil sehr begreiflich, daß an deren Aufbau auch plastisches Material in großem Umfange Anteil nimmt, weil das Magma auf seinem Wege nach der Oberfläche sicherlich auch ungeheure Massen glutzäher Schlacken und angeschmolzenen Schuttes vor sich herschieben muß, um endlich freie Bahn zu gewinnen."

Nun hat aber Gagel[1]) mit Recht den Einwand erhoben, daß der Name „Caldera" unzulässig ist, weil die Caldera (Caldera de Taburiente, Insel Palma) keine Caldera, sondern ein Erosionstal ist; eine solche Benennung der großen Kratertäler gäbe darum Anlaß zu vielen Mißverständnissen. Er hat sich deswegen mit aller Entschiedenheit gegen die „Übertragung eines Eigennamens als zusammenfassender Begriff auf Objekte ähnlicher Beschaffenheit" ausgesprochen.

[1]) Gagel, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 1908.

Fig. 74. Das Funchaltal vom SO.

Demgegenüber vertrat Fritz Jäger[1]) die Ansicht, daß aus Gründen der Gewohnheit bereits eingebürgerte Ausdrücke zu behalten seien. Indessen nachträglich bekehrte er sich zu Gagels Anschauungen. Ich möchte ebenfalls der Gagelschen Ansicht beipflichten, denn der Begriff „Caldera" ist nicht nur wenig präzisiert, sondern überhaupt unangebracht, weil er nur zu falschen Auffassungen Anlaß gibt. Ich werde deswegen im Laufe meiner Betrachtungen das Wort „Caldera" durch Bezeichnungen zu ersetzen suchen, die dem jeweilig behandelten Objekt genau entsprechen; die unverhältnismäßig erweiterten Kratertäler werde ich, ihrer Natur entsprechend, „Cirkus", „Explosions-" oder „Einbruchskrater" nennen.

Als vornehmstes Beispiel eines durch Magmarückfluß gebildeten „Cirkus" wird von Stübel der

**Gran Curral auf Madeira**

bezeichnet.

Er[2]) teilt diese Insel in „zwei monogene Baue", die durch die Täler São Vicente und Ribeira Brava getrennt werden; der östliche Teil ist höher; er erreicht in dem Pico Ruivo die Höhe von 1850 m, und in seinem Gebirge befindet sich der Gran Curral (Fig. 72).

Der zweite Teil, das sog. Paul da Serra-Hochland, ist um 300 m niedriger und macht den Eindruck eines domförmigen Baues, der in seinen höchsten Regionen, dort, wo der Krater liegen müßte, abgeplattet ist. Stübel nimmt an, daß es sich hier um Überreste eines größeren kegelförmigen Baues handelt, der zum größten Teil zusammengebrochen und in die Tiefe gesunken ist; er sieht in Paul da Serra ebenfalls eine „Caldera", deren Innencirkus von „aufgehäuften und aufgestauten Eruptionsprodukten" erfüllt ist.

Neben diesen zwei Hauptgebieten findet er in dem Funchal-Tal (Fig. 74) „ein weit jüngeres Eruptionsgebiet", das mit Kraterkegeln aller Art bedeckt ist (Pico da Cruz, Pico da São Antonio usw.); jedoch sucht er den Herd dieser Ausbrüche in einer verhältnismäßig geringeren Tiefe.

Auch die anderen, auf der ganzen Insel verstreuten kleineren Vulkankegel älteren Ursprungs stehen seiner Meinung nach nicht etwa mit dem Erdinnern in Verbindung, sondern mit „leicht erschöpflichen Herden innerhalb der Hauptmasse des Berges"; sie rühren aber von „zwei verschiedenen Epochen her"; einer älteren, in der die Insel gebildet wurde (Lagoa bei São Antonio da Serra), sowie einer anderen verhältnismäßig jüngeren Zeit (Pico do Poizo usw.).

Den westlich von der Ribeira de Janella gelegenen Teil hält er für den ältesten.

Diese Stübelschen Ausführungen begegnen einem berechtigten Zweifel in bezug auf die Behauptung, die Insel bestände aus zwei monogenen Vulkan-

---

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 1908.

[2]) Stübel, Madeira.

bauen. In Wirklichkeit handelt es sich höchstens um zwei undeutlich voneinander getrennte verschiedenaltrige, aber keineswegs monogene Teile. Ebenso willkürlich ist die Bezeichnung des Curral und des Paul da Serra-Hochlandes als der beiden Zentralkrater. Inwieweit wir eine Veranlassung haben, in dem Curral einen solchen zu sehen, werde ich im nachstehenden klarlegen; das Hochland bei Paul da Serra ist nur mit einigen Schlackenkegeln bedeckt und zeigt sonst keinerlei Eigenschaften, die auf einen solchen Ursprung zu schließen erlaubten.

Der Gran Curral liegt annähernd in der Mitte der Insel und stellt ein eher längliches, als rundes, tiefes Tal dar, das von gewaltigen Bergen von 1600 bis 1800 m Höhe umgeben wird, während die Talsohle sich ungefähr 600 m ü. d. M. erhebt. Die Ränder bilden keinen einheitlichen Ringwall; dieser besteht vielmehr aus einzelnen Gipfeln, die voneinander durch tiefe Seitenschluchten getrennt sind; dazwischen stehen parallele, vorspringende Felswände.

Die Schluchten sind von Gebirgsbächen durchströmt, die in den Talfluß des Curral, die Ribeira dos Soccoridos, münden; sie bricht den Curral durch und erreicht bei Camara de Lobos den Ozean.

Es sei wohl bemerkt, daß die Anordnung der Seitenschluchten nicht radial, sondern parallel ist, und daß der Curral überhaupt keineswegs das äußere Aussehen eines kesselförmigen Maars, sondern dasjenige eines typischen Erosionstales besitzt.

Der Stübelschen Ansicht über die Genesis des Curral steht diejenige von Hartung[1]) gegenüber, wonach der Gran Curral eine durch andauernde Erosionstätigkeit erweiterte intercollinare Mulde darstellt. Außerdem vertritt auch Hartung eine grundverschiedene Meinung in der Entstehungsgeschichte der ganzen Insel. Während Stübel die Behauptung aufstellte, der Curral wäre ein Zentralkrater der Insel, neigt Hartung zur Anschauung, daß „die Bergform das Ergebnis von Anhäufung und Ablagerung vulkanischer Erzeugnisse sein müsse". Er behauptet, daß die vulkanischen Massen, welche den Gebirgsstock der Insel zusammensetzen, zahllosen individualisierten Kegeln entstammen, welche meistens unter den Anhäufungen späterer Eruptionsprodukte begraben wurden, zum Teil aber auf der ganzen Insel verstreut noch heute zu beobachten sind. Auf diese Weise kamen „ganze Systeme von übereinanderliegenden Lavaströmen und Lavadecken mit denselben eingeschalteten losen Auswürflingen zur Ablagerung." [2])

Er berichtet auch über Agglomerate, die im Innern des Gebirges aufgeschlossen liegen und seiner Meinung nach „Reste der Schlackenmassen und Schlackenberge seien, die zu den älteren, stromartig ausgebreiteten Laven gehören".

Außerdem beschreibt er einige begrabene Schlackenkegel, darunter einen

---

[1]) George Hartung, „Madeira und Porto Santo" (Leipzig 1864 bei W. Engelmann).

[2]) Naumann, „Geognosie".

solchen im Gran Curral, den ich selbst einer Beobachtung unterziehen konnte. Es ist eine domförmig aufsteigende Schlackenmasse, die an der Sidrão-Wand sichtbar ist.

Wenn man die allgemeine Oberflächengestaltung der Insel betrachtet, erkennt man, daß in dem Herausheben des Curral zu der wichtigen Rolle eines Zentralkraters eine große Überschätzung liegt, die er weder durch seine Form noch durch seine Größe rechtfertigt. Übrigens ist er auch weit davon entfernt, eine kesselförmige, kraterähnliche Form zu besitzen, und sieht solchen Gebilden wie die Cañadas-Ebene oder die Gran Caldera de Vandama gar nicht ähnlich; er besitzt vielmehr das Aussehen eines typischen Erosionstales im Hochgebirge.

Fig. 75. Schlackenkegel oberhalb von Funchal.

Es muß außerdem festgestellt werden, daß Madeira sehr viele Täler dieser Art besitzt, so das viel größere Tal von Serra d'Agoa, das allein seiner Lage nach den Rang des Zentralkraters viel eher beanspruchen dürfte. Wohl nur deswegen, weil er so leicht von Funchal erreichbar ist, hat der Curral die weniger verdiente Aufmerksamkeit vieler Forscher auf sich gezogen.

Dieser Taltypus ist der ganzen Insel so eigen, daß er überall auftritt und zahlreiche andere Exemplare seiner Spezies aufweist, wie z. B. der Curral dos Romeiros, in unmittelbarer Nähe von Funchal, das Tal der Ribeira da São Vicente usw., alles Täler, die nicht im entferntesten mit dem Typus des vulkanischen Kesseltales Ähnlichkeit besitzen, die aber alle Anzeichen einer fortgesetzten Erosionstätigkeit aufweisen.

Wir müssen infolgedessen feststellen, daß der Gran Curral im Gegensatz zu Stübels Hypothese ein typisches Erosionstal ist und daß seine Entstehung zweierlei Faktoren zuzuschreiben ist:

1. einer tektonischen Vorzeichnung, die „infolge ungleicher Anhäufung vulkanischen Materials“ entstanden ist. (Hartung gebraucht in diesem Falle den Ausdruck „intercolline Mulde“);
2. der Abtragung durch fließende Gewässer.

Es lassen sich außerdem dafür folgende positive Beweise aus seiner Morphologie erbringen:

Sein Talboden wird von der Ribeira dos Soccoridos durchflutet, in welche zahlreiche Seitenströme münden. Sie haben zum Teil sehr tiefe Schluchten eingegraben, welche durch mächtige Felswände voneinander getrennt sind.

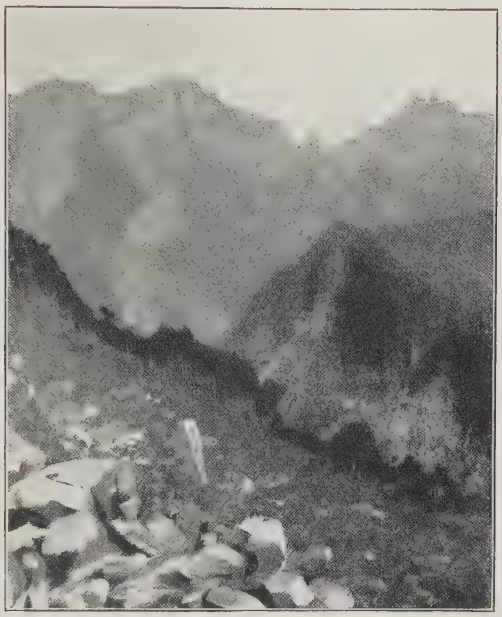


Fig. 76. Der Curral vom W.

Im Osten des Tales befindet sich ein gewaltiger Gipfel, Pico Sidrão genannt (1692,3 ü. d. M., Johnson), von dem die mächtige Sidrão-Wand herabsteigt; die beiden, ihre Nord- und Südseite bewässernden Ströme Ribeira do Sidrão und Ribeira do Gato sind so weit voneinander entfernt, daß sie nicht imstande waren, die Felsmasse abzutragen.

Die Sidrão-Wand bildet für den vom SO kommenden Reisenden ein derartig mächtiges Hindernis, daß sie ihm die Aussicht auf das Gesamtbild des Curral gänzlich versperrt; erst wenn man sie umgeht, erblickt man das nördliche, kesselförmige Tal.

In dem orographischen Aufbau der Sidrão-Wand lassen sich zwei Teile erblicken:

1. vom Gipfel steigt bis zur Höhe von 1540 m ü. d. M. ein dachförmiger Grat unter dem Winkel von 25° herab,
2. von der Höhe von 1540 m bis zum Tal ein steiler, beinahe senkrechter Absturz.

Der erste Teil mit der sanften Abdachung wird von Hartung mit Recht als ein Teil der ursprünglichen intercollinen Mulde gedeutet, und nach eigenen, im Curral vorgenommenen Beobachtungen schließe ich mich dieser Anschauung vollkommen an. Ich neige auch zur Annahme, daß die im Tale Serra d'Agoa (westlich vom Curral) gelegene Wand des Pico Grande mit ihrer Gipfel-

Fig. 77. Östliches Randgebirge des Gran Curral.

abdachung eine natürliche Fortsetzung der Sidrão-Abdachung darstellt: es zwingen mich dazu zwei Tatsachen:

1. der Pico Grande liegt in einer OW-Linie, gegenüber dem Sidrão-Pic,
2. die ursprüngliche intercolline Mulde, die an Stelle des Currals lag, läßt sich durch eine ideale Luftlinie, welche die Gipfelabdachung der Grande-Wand mit derjenigen der Sidrão-Wand verbindet, leicht wiederherstellen.

Wie bereits hervorgehoben, ist Serra d'Agoa ein noch größeres Tal als der Curral. Es liegt westlich davon, so, daß die Westwand des Currals die Ostseite der Serra bildet. Es ist eine ungemein wilde Schlucht, die beinahe von allen Seiten durch gewaltige, fast senkrechte Felswände umgeben ist, welche nur nach dem S von der Ribeira Brava durchbrochen werden; der Nordrand bildet zu-

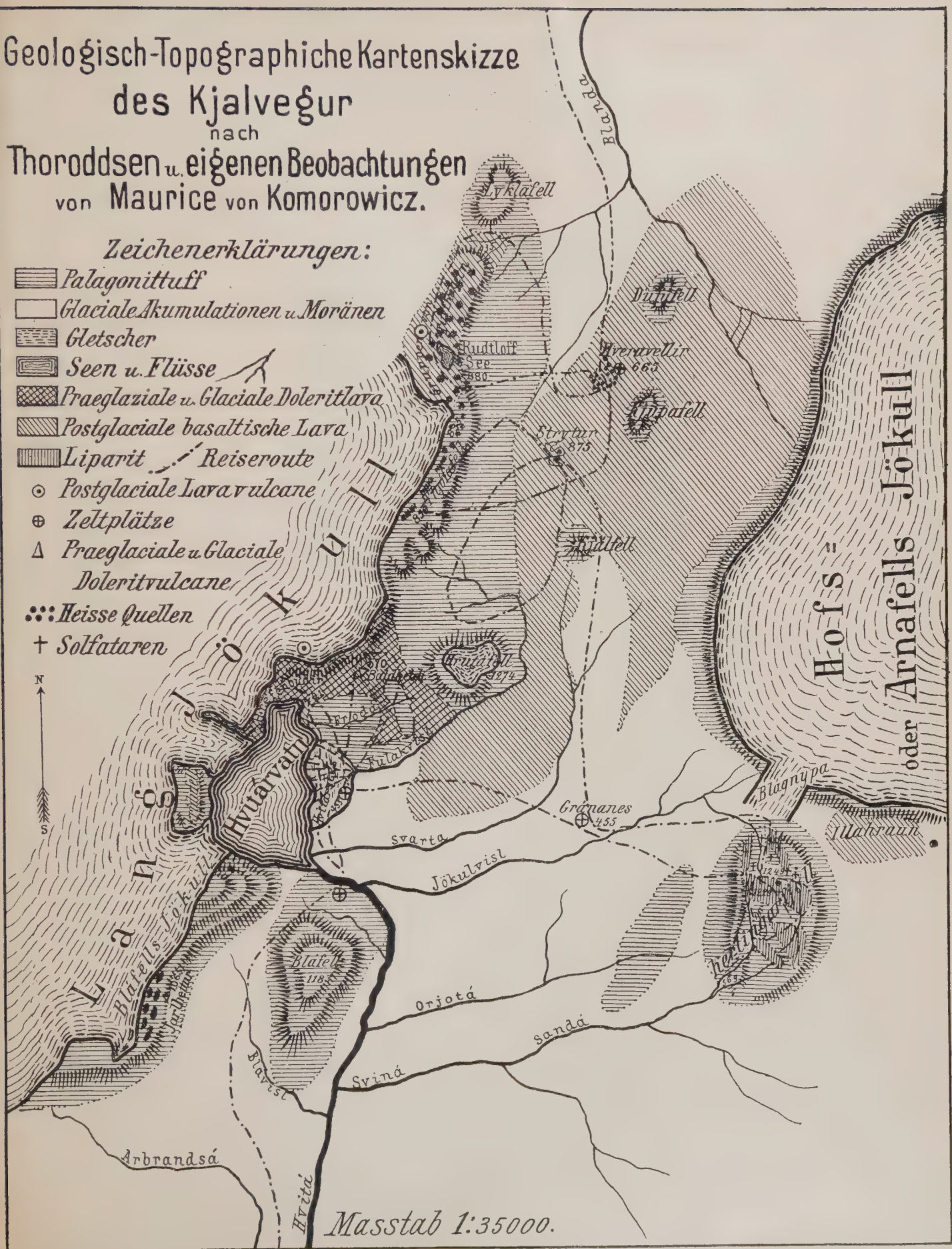

Geologisch-Topographiche Kartenskizze
des Kjalvegur
nach
Thoroddsen u. eigenen Beobachtungen
von Maurice von Komorowicz.
Zeichenerklärungen:
Palagonittuff
Glaciale Akumulationen u. Moränen
Gletscher
Seen u. Flüsse
Praeglaziale u. Glaciale Doleritlava
Postglaciale basaltische Lava
Liparit
Reiseroute
Postglaciale Lavavulcane
Zeltplätze
Praeglaciale u. Glaciale Doleritvulcane
Heisse Quellen
Solfataren
Langjökull
Hofs Jökull oder Arnafells Jökull
Blafells Jökull
Hvitárvatn
Lyklafell
Rudtloff See
Strytur
Kjalfell
Hveravellir
Dúfufell
Kringlufell
Hrútafell
Skálpanes
Skúlaskeið
Grönanes
Svarta
Jökulvisl
Blágnýpa
Mahraun
Blafell
Orjotá
Sandá
Sviná
Blavisl
Arbrandsá
Hvitá
Masstab 1:35000.

Fig. 78. Basaltklippen an der südlichen Küste Madeiras.

gleich die Wasserscheide der Insel; jenseits beginnt wiederum das Tal von São Vicente. Ebenso wie der Curral wird sie durch die Grande-Wand in zwei Teile geteilt, und erweckt durch ihr ganzes Aussehen ebenfalls den Eindruck eines typischen Erosionstales.

Zu anderen Anschauungen kommt bei dem Vergleich des Curral mit der Caldera de Taburiente auf La Palma Gagel. Indem er gegen die Annahme einer vulkanischen Entstehung der Palma-Caldera protestiert, behauptet er, daß der Curral „ein durch Erosion erheblich modifizierter, gewaltiger Eruptionsschlot" sei. Dazu verleitet ihn der petrographische Aufbau des Currals; obgleich er selber zugibt, daß sowohl die Orographie wie auch „die Verhältnisse in den Randbergen des Kessels" denjenigen der Caldera de Taburiente „sehr ähnlich" sind, veranlassen ihn, die „ganz anderen petrographischen Verhältnisse im Untergrund" eine andere Genesis für den Curral anzunehmen.

Demgegenüber möchte ich betonen, daß die Petrogenesis des Currals keinerlei tatsächlichen Widerspruch gegen seine erosive Entstehung birgt und auch nicht im geringsten eine Bestätigung der monogenetischen Rückflußtheorie Stübels bedeutet. Dieser petrogenetische Aufbau, in dessen Lagen deutlich begrabene Schlackenkegel zu sehen sind, spricht seinem ganzen Wesen nach für einen sukzessiven Aufbau durch eine Reihe wiederholter Ausbrüche (ebenso Lyell[1]): „a long and complicated series of volcanic eruptions ... built up the island. They have given rise up to a mountain chain. No marine remains have been found in them", keineswegs aber für Explosion oder Einbruch.

Kurz zusammengefaßt lehne ich aus folgenden Gründen die vulkanogenetische Hypothese in bezug auf den Gran Curral ab:

1. weil weder der petrogenetische Aufbau des Currals selbst, noch derjenige der ganzen Insel zu einer vulkanischen Monigesis im Stübelschen Sinne Anlaß gibt. Es spricht vielmehr deutlich für eine intermittierende Ausbruchsperiode; aus diesem Grunde haben wir keinerlei Veranlassung, die Existenz eines oder zweier Zentralkrater anzunehmen,
2. weil der Curral zu dem allgemeinen Typus der Erosionstäler auf Madeira zählt, und sich von anderen Tälern dieser Art in nichts unterscheidet,
3. weil sein ganzer morphologischer Aufbau, besonders aber seine gewaltigen Erosionszeugen (Sidrão- und Grande-Wand), deutlich für seine erosive Genesis sprechen.

## 2. Der Cirkus am Pico de Teyde (Teneriffe)

ist sowohl in seinem äußeren Aussehen wie auch in seiner Morphologie von dem Curral grundverschieden.

---

[1]) „Quart. Journ. of the Geol. Soc. London Vol. X. 1854 Nr. 39.

Fig. 79. Blick auf Puerto Orotava; im Hintergrunde die Cañadas und der Pik.

Aus 2800 m Höhe stiegen wir an einer tiefen Schlucht vorbei nach der Cirkusebene des Pik, welche von dem nur unvollständig erhaltenen Cañadas-Gebirge umgeben wird. Nur im S sowie teilweise im O und W ist der Ringwall intakt geblieben, an anderen Stellen ist er den verschiedensten Umformungen durch mechanische Kräfte erlegen. Er hebt sich durchschnittlich 300—400 m über das Niveau des inneren Hochlandes und ist an einigen Stellen durch Pässe und Furten mehr oder weniger vollständig durchbrochen.

Die innere Hochebene ist von dem gewaltigen Gebirge des Pico de Teyde und seines Nachbarvulkans Pico Viejo bedeckt; diese beiden haben den Cirkus mit ihren Agglomeraten und Laven zum größten Teil ausgefüllt. Ihre gewaltigen Wälle lassen nur enge Flächen, Llanos genannt, frei; diese haben die Eigenschaft, sich fortwährend periodisch zu verjüngen, weil sie von den radialen Ausläufern der Cañadas fortwährend in kleinere Räume geteilt werden.

Der petrographische Aufbau der Cañadas-Berge besteht aus bunt abwechselnden Mengen von Tuffen, Trachyten, Basalten und Schlacken, die meistens stark angegriffen sind, so, daß die Grenzen zwischen den einzelnen Schichten oft ganz verwischt sind; häufig verdecken ausgedehnte Schutt- und Trümmerhalden die Aufschüsse.

Die basaltischen Laven der Cirkuswände liegen meist in dünnen Decken und besitzen oft eine noch heute sichtbare Schlackenkruste; sie werden von phonolithischen und trachytischen Gängen meist unter rechtem Winkel durchbrochen. Zwischen der Angustura und dem Guajara-Paß treten größere phonolithische Felsen auf, die mit trachytischen Tuffen vermengt sind.

Vergrabene Schlackenkegel sind nur selten zu sehen; v. Fritsch und Reiß beschreiben einen einzigen in der Nähe von Cueva blanca; einen anderen habe ich etwa 2 km westwärts vom Espigon beobachtet.

Zwischen Espigon und Guajara mehren sich die Phonolithe ganz bedeutend und bilden phantastisch geformte Zacken und Zinnen; hier senden die Cañadas nach der Cirkusebene dreieckige Vorsprünge, welche von der Lavamauer oft nur wenige Meter entfernt bleiben.

Die verwitterten, von Doleritgängen durchzogenen Phonolithe sind stark zersetzt und bilden oft gewaltige Schutt- und Trümmerhalden. Man erblickt hier auch größere Mengen von Bimssteinmassen. Besonders interessant sind grüne, brüchige Trachyte, deren Menge westwärts zunimmt.

Hier erhebt sich auch der größte Gipfel der Cañadas, der Guajara (höchster Punkt 257 m rel. Höhe, 2723 m ü. d. M.; nach Fritsch und Reiß 2715 m), dessen Gipfel aus einem großen Phonolithblock besteht.

In der unmittelbaren Nähe des Guajara befindet sich die merkwürdigste Bildung des Cirkus, die sog. Peñones de Garcia, auch Azulejos genannt (s. Fig. 81); dies ist ein von rezenten Lavaströmen halb überschwemmtes, zackiges, zerrissenes Gebirge, das in radialer Richtung von Guajara zum Pik durch den Cirkus strebt und ungefähr in der Mitte des Radius unter dem Gewirr der Lavaströme verschwindet. Die

Fig. 80. Blick auf die Cañadas und den Pic aus Oratava.

rel. Höhe dieser Kette beläuft sich auf 60—80 m; sie wird durch einen kleinen Sattel, der aus Tuffen besteht, mit den Cañadas verbunden.

Das Gestein besteht aus hellgefärbten Tuffen und Phonolithen, deren intensiv grüner Färbung es seinen Namen verdankt; dazwischen erblickt man rötliche Schlackenagglomerate, welche von steilaufgerichteten Phonolith- oder Trachytgängen durchzogen werden. Dieser petrographische Aufbau läßt mit Bestimmtheit auf die genetische Zugehörigkeit der Azulejos zu den Cañadas schließen.

Es sei aber ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die Azulejos keineswegs eine einheitliche, zusammenhängende Bergkette bilden; sie bestehen vielmehr aus einzelnen Gipfelreihen und Höhenzügen, die aus

Fig. 81. Landschaft aus den Cañadas.

den rezenten Laven herausragen und durch diese voneinander getrennt werden.

Westwärts vom Guajara finden wir wieder dieselbe Übereinanderlagerung von Tuffen, Trachyten und Phonolithen, welche von basaltischen und doleritischen Gängen durchzogen sind. Infolge der Unregelmäßigkeit der Wände ist es nicht möglich, die einzelnen Profile genau zu verfolgen; eine Ausnahme hiervon bildet eine bereits von Fritsch und Reiß am Llano de Ucanca beobachtete Felswand, mit einem ausgebildeten oberen Rand und einem 2 km langen porphyrbasaltischen Gang, dessen Unterlage aus einem ebenso langen mächtigen Phonolithstrom besteht; der untere Teil ist durch Schuttmassen vollkommen überdeckt.

Die oberen Ränder der Umwallung sind zerrissen und zu starken Gipfeln getürmt; ihr Bau ist unregelmäßig und durch Schutthalden der Beobachtung fast gänzlich entzogen; nur ließ sich in Übereinstimmung mit Fritsch und Reiß feststellen, daß die helleren Phonolithe hier einem dunkleren, mit vielen Basaltstücken

durchsetzten Tuffe Platz machen. Es ist mir gelungen, einen größeren Basaltgang hinter dem Llano de Ucanca zu beobachten; er besitzt eine wechselnde Mächtigkeit, ist oft von einer unzersetzten Schlackenkruste bedeckt und liegt horizontal; wahrscheinlich handelt es sich hier um einen vergrabenen Lavastrom; seine obere Fläche ist mit hellem Tuff bedeckt.

Von dem Paß Boca de Tauze ab tritt ein ganz anderes Bild in Erscheinung; anstatt der immerhin ziemlich gleichmäßigen Mauer, welche die bisherigen Cañadas bildete, sehen wir vor uns eine Kette zerrissener Felsgipfel, welche durch größere Schluchten voneinander getrennt sind. Der Ringwall wird hier lediglich durch eine Reihe unregelmäßiger Felszacken angedeutet.

Fig. 82. Die Azulejos.

Durch die Schluchten sind rezente Laven in das Tal hinabgestürzt, und die Reste des Ringwalles ragen inselartig hervor. Schließlich verschwinden sie vollkommen unter den Lavafluten und Schlacken der parasitären Vulkangruppe Talus de Bilma.

Das Baumaterial des Ringwalles besteht hier aus schwärzlichem, mit doleritischen Gängen durchsetzten Aufschüttungsprodukten, worunter wir zahlreiche basaltische und phonolithische Agglomerate finden. Hier senkt sich auch seine relative Höhe bis auf 150—200 m, und nur der Morro del Cedro besitzt 2438 m ü. d. M.; auch seine Umgebung steigt bis auf ca. 350 m rel. Höhe.

Es wechseln Phonolithströme mit Agglomerat- und Tuffschichten; der oberste Rand besteht fast immer aus Dolerit.

In dem hier beschriebenen Teile des Ringwalles bildet der Guajara die höchste Spitze (2715 m), gegen O senken sich die Berge allmählich bis auf 200 m

rel. Höhe; gegen W nehmen sie dagegen viel rascher an Höhe ab, indem sie immer stärkere Spuren der Zerstörung tragen, bis sie unter dem Talus de Bilma gänzlich verschwinden.

Im Norden haben die nach dem Valle de Taoro abfließenden Lavamassen die Umwallung den Blicken gänzlich entzogen. Ein breiter Gebirgskamm, der Tigaiga-Rücken, strebt von den Höhen des Teyde-Hochlandes dem Meere zu, wobei er die westliche Wand des Taoro-Tales bildet; sein oberes Ende bilden zwei auf Tuff ruhende Phonolithkuppen von ca. 100 m rel. Höhe, Cabezon und Fortaleza. Ihre schwach geneigten westlichen Abhänge verschwinden lang-

Fig. 83. Der Pik von Icod gesehen.

sam unter den rezenten Laven. Durch einen breiten Paß, den Portillo, werden sie von den Cañadas getrennt.

Die Cirkusumwallung ist also in folgende drei Teile zu zerlegen:

1. Der nördliche und nordwestliche Teil ist zerstört oder unter späteren Ausbrüchen begraben.

2. Der südliche, östliche und südöstliche Teil, vom Portillo bis zum Guajara, ist durch radial angeordnete Vorsprünge (Azulejos) gekennzeichnet.

3. Der westliche Teil, von Guajara bis zum Talus de Bilma, besteht aus vereinzelten Zacken und Gipfeln, die eine nach W stark zunehmende Abtragung aufweisen.

Der Ringwall ist also keineswegs vollständig, es fehlt ihm vielmehr ein erheblicher Teil; er besitzt auch an vielen Stellen Einschnitte erosiven Ursprungs (Guajara-Paß, Boca de Tauze, Cruz de las Cañadas). Die Schluchten

Fig. 84. Der südliche Außenhang der Cañadas mit Villaflor.

bilden die Eingangstore für die Barrancos und dienten seinerzeit vielen Lavaströmen zum Abfluß.

Inmitten dieser Umwallung liegt nun das sog. Teyde-Gebirge, welches hauptsächlich aus dem gewaltigen Massiv des Pico de Teyde (3730 m) besteht; dicht neben ihm befindet sich sein großer Nebenkrater Pico Viejo (3136 m), und die ungeuren Ausbruchsmassen, aus denen sich unzählige kleinere und größere Parasitkrater erheben, erfüllen das übrige Areal des Cirkus.

Ich wende mich nunmehr der Diskussion über die Genesis des Teyde-Cirkus zu.

I. Entstehung durch Erosion: Diese Hypothese wird durch v. Fritsch und Reiß vertreten, und zum Vergleich wird der durch Hartung als vorbildliches Erosionstal angesehene Gran Curral herbeigezogen.

Dieser Vergleich hinkt aber sehr, denn schon die petrographische Beschaffenheit des Currals weicht von derjenigen des Teyde-Gebirges vollkommen ab. Ferner besitzt der Teyde-Cirkus einen Zentralkrater, der beständig Stratomaterial heraufbefördert, was bei dem Gran Curral keineswegs der Fall ist. Der Pico de Teyde ist eben ein typischer Stratovulkan vom Ätna- bzw. Vesuvtypus, mit einem mehr oder weniger zentral gelegenen, verzweigten Hauptschlot, der von zahllosen Parasiten umgeben ist. Ob am Ende der Pico Viejo sein Parasit oder Nebenbuhler ist, bleibt für die genetischen Erörterungen gleichgültig, da die Grenzen dieses gegenseitigen Verhältnisses keine festen sind.

Von Fritsch und Reiß nehmen aber an, daß an Stelle des heutigen Cirkus sich ursprünglich ein „Gipfelplateau" befand und daß auf Grund bereits ursprünglich vorgezeichneter Höhenunterschiede zwei Täler entstanden; sie lagen östlich und westlich der heutigen Azulejos, welche die ehemalige Scheidewand bildeten. Der Abfluß wurde durch die Mulden von Icod und Orotava nordwärts gerichtet; kleinere unbedeutende Bäche flossen auch nach anderen Richtungen, und die südlichen Pässe weisen heute ihre Spuren auf. Infolge der Abtragung verschwand die ursprüngliche Zweiteilung immer mehr, bis sie am Ende nur durch die Azulejos und die Höhenunterschiede der Umwallung angedeutet blieb.

Diese Hypothese ist aus folgenden Gründen anfechtbar:

1. Sie stellt rein wirkürlich „die lange Ruhepause in der vulkanischen Tätigkeit" zur Bedingung, während der die immerhin langsam fortschreitende Erosion Zeit gehabt hatte, das ganze ursprüngliche Gebirge abzutragen.

2. Sie enthält einen Widerspruch in der Behauptung, „daß in diesen benachbarten, während einer langen Ruhepause vulkanischer Tätigkeit durch die Erosion erzeugten Calderas neue Ausbrüche stattfanden", denn ein solcher Ausbruch würde einerseits die Spuren früherer Erosionstätigkeit verwischen, andererseits aber für spätere Erosionstätigkeit andere tektonische Bedingungen vorzeichnen.

4. Eine solche Erosionstätigkeit, wie die von v. Fritsch und Reiß angenommene, ist sonst nirgends beobachtet worden.

Fig. 85. Talwand bei Garachico mit dem Lavastrom von 1706.
(Nach Stübel.)

4. Die Annahme eines „ehemaligen Gipfelplateaus“ ist unzulässig. Stratovulkane bilden keine Plateaus, sondern Kegel.

5. Die Bezeichnung der Azulejos als einer stehengebliebenen Scheidewand ist willkürlich.

6. Wie Rothpletz[1]) nachgewiesen hat, sind heute in den Cañadas keinerlei Erosionswirkungen festzustellen; es ist deshalb nicht anzunehmen, daß solche früher in viel höherem Maße stattgefunden hätten.

Durch Erosion kann der Teyde-Cirkus nicht entstanden sein; er kann, wie andere ihm verwandte Gebilde (Santorin, Vesuv-Somma usw.), seinen Ursprung nur einer Katastrophe verdanken. Diese kann aber entweder durch Explosion oder Einsturz hervorgerufen worden sein.

II. Entstehung durch Explosion: Zu dieser Anschauung neigt Gagel, indem er die Garganta de Guimar zum Vergleiche herbeizieht. Die Garganta ist eine tiefe Schlucht, welche sich unweit des Passes von Guimar befindet; mit folgenden Worten wird sie von v. Fritsch und Reiß beschrieben:

„Am Passe von Guimar (1932 m), da wo der Pfad von Orotava die Cumbre überschreitet, ist diese nur ganz schmal und fällt gegen Norden und Süden ab. Östlich und westlich von dieser Stelle laufen von der hohen Cumbre südwärts gegen das Guimarland mächtige Vorsprünge aus, deren höchste Rücken sich nur allmählich senken, die aber in etwa 1,5 km Entfernung vom Gebirgskamm in schroffen Abstürzen und steilen Gehängen gegen das niedere Land enden. Mit steilen, unersteiglichen Wänden begrenzen diese Gebirgsmassen von Osten und Westen eine etwa 1 km weite Einsenkung, in deren Grunde, 1448 m ü. d. M., also nahezu 500 m unter der Cumbre, im Jahre 1705 ein Ausbruch stattfand. Gegen Süden, gegen das Guimarland zu, nähern sich diese steilen Umwallungen einander, so daß sie eine Art Kessel bilden.“

„Der Grund der Einsenkung ist bedeckt von flachliegenden, neueren Laven und Tuffen. In letzteren erkennt man, besonders auf der Nordseite, östlich vom Weg zwischen Orotava und Guimar, die deutlichen Spuren von Kratern. Einige unregelmäßige Schlackenhügel sind wohl ebenfalls die Überreste alter Kegel. In einem kleinen Wasserrisse kann man 5—6 Ströme, übereinander lagernd, beobachten. Die Oberfläche ist bedeckt mit neuen Schlacken und Bomben, welche von dem letzten Ausbruche herstammen. Dieser fand nahe dem Südwestende des Kessels im Jahre 1705 statt. Dort erhebt sich der schwarze Schlackenkegel mit seinem zerstörten, weit gegen Südwest geöffneten Krater, von welchem eine mächtige Lavenmasse ihren Ursprung nahm. Die Lava ergoß sich bei ihrem Austritte aus der Schlucht über einen steilen Abhang (von mindestens 25°) herab nach dem flachen Guimarlande, und zwischen ihren einzelnen Armen ragen noch inselartig ältere Gesteinspartien empor.“

---

[1]) Petermanns Mitt. 1889.

Die Garganta de Guimar wird also von Fritsch und Reiß als Erosionsgebilde, von Gagel aber als Explosionskrater gedeutet.

Fritsch und Reiß sprechen entschieden gegen die Annahme einer explosiven Entstehung des Cirkus; ihre Einwendung beruht hauptsächlich darauf, daß bei „einer Reihe oft wiederholter und langdauernder Explosionen“ (sie nehmen also keineswegs eine einzige Katastrophe an) erhebliche Anhäufungen an Schuttmassen sich bilden müßten, was bei dem Teyde-Cirkus nicht der Fall sei. Sonst würde diese Theorie der wiederholten kleineren Explosionen den Autoren ziemlich plausibel erscheinen; es sollten danach „mehrere große Explosionskrater nach Westen nebeneinander entstanden sein, deren Umwallungen den Einwirkungen

Fig. 86. Vulkanische Landschaft bei Adeje.

des Dunstkreises und des fließenden Wassers ausgesetzt waren“. Die Azulejos deuten sie in diesem Falle als „Scheidewand zwischen zwei alten Explosionskratern“.

Gegen die Annahme mehrerer Explosionskrater spricht jedoch die große Einheitlichkeit des Vulkans; wenn auch der ganze Cirkus heutzutage von kleineren parasitären Kratern erfüllt ist, so liegt der Hauptschlot immerhin in der approximativen Achse des Vulkans, für deren Verschiebung keinerlei Tatsachen sprechen. Und ebenfalls aus diesem Grunde ist die Annahme einer „Scheidewand“ illusorisch, da die Azulejos gegen den Hauptschlot deutlich radial angeordnet sind.

Das Fehlen von Trümmergesteinen spricht keineswegs notwendig gegen die Explosionshypothese, da bei solchen Katastrophen die Gesteine bekanntlich vollkommen zerstiebt werden können; in diesem Falle werden sie wohl zum allergrößten Teile ins Meer gefallen sein, und die sowohl in den Cañadas, wie auch

in anderen Teilen der Insel häufig anzutreffenden Tuffablagerungen dürfen wohl dieser Katastrophe ihr Dasein verdanken.

Das ganze vulkanische Gebilde des Teyde-Cirkus spricht — bis auf die tatsächlich höchst rätselhaften Azulejos — keineswegs gegen eine solche Katastrophe, und die Geschichte des Vulkanismus weiß von solchen Vorgängen viel zu erzählen. Der Krakatau-Ausbruch, die Explosionen des Bandai-San, des Santorin sprechen deutlich für die Möglichkeit eines solchen Vorganges, und es läßt sich auch eine gewisse Ähnlichkeit zwischen dem weiten Explosionskrater des Bandai-San und dem Teyde-Cirkus wahrnehmen.

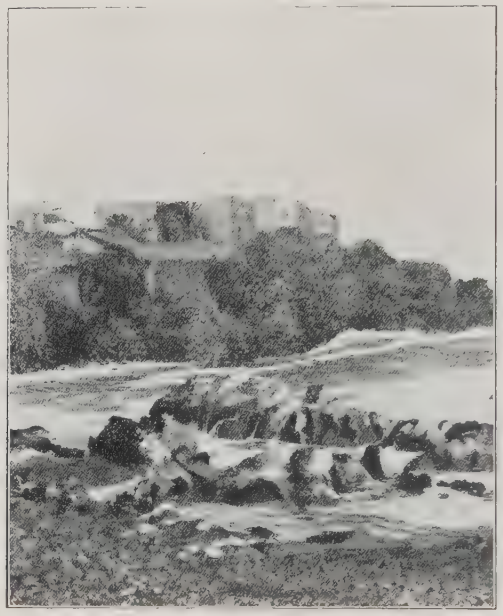


Fig. 87. Die felsige Basaltküste von Puerto Orotava.

Ich halte es für berechtigt, den Teyde-Pik zusammen mit seinem Ringgebirge als einen dem Vesuv analogen Vulkan zu bezeichnen; beide Gebilde besitzen einen zum Teil zerstörten älteren Ringwall, der einen jüngeren Vulkan umgibt, und die lediglich durch örtliche Topographie bedingten Unterschiede zwischen dem Atrio del Cavallo und den Cañadas sind für die Genesis belanglos. In beiden Fällen „dient der Kesselboden des älteren Berges dem jüngeren Eruptionskegel zur Grundfläche".[1]) In dem zerstörten Kessel des Somma bildete sich Anno 79 ein neuer Kegel, der, ebenso wie der Pik, ein typischer Stratovulkan ist.

Es läßt sich also mit Bestimmtheit darauf schließen, daß wir im Teyde-Gebirge einen Vulkan sehen, dessen Geschichte lediglich aus zwei durch

[1]) Stübel, „Der Vesuv" (Posthume Herausgabe von W. Bergt). Leipzig 1909. Max Weg.

einen katastrophalen Vorgang getrennten Perioden des Aufschüttungsprozesses besteht. Wir sind der Ansicht, daß die erste Periode sich genetisch durch keinerlei prinzipielle Momente von der jüngeren unterscheidet, daß mit anderen Worten das Fußgebirge des Teyde seine Entstehung der aufschüttenden Tätigkeit des Pik ebenso gut verdankt, wie das jüngere Teyde-Gebirge.

Dieses meine Anschauung widerspricht allerdings derjenigen von Fritsch und Reiß, welche folgender Meinung sind:

> Das Fußgebirge des Teyde stellt ein abgeflachtes, in einem Hochgebirgstafelland endendes Domgebirge dar, dessen eigentümliche Oberflächenverhältnisse unzweideutig darlegen, daß es aus wiederholten Aus-

Fig. 88. Basaltfelsen bei Orotava.

> brüchen entstanden ist, bei welchen sowohl die Natur der an die Oberfläche tretenden Gesteine, als auch der Ort, an welchem sie abgelagert wurden, in mannigfacher Weise wechselt" (S. 245). Zur genetischen Urbedingung wird gemacht, „daß nämlich eine große Anzahl von Spalten sich ziemlich gleichmäßig über eine Fläche verbreiten".

Diese Ansichten indessen sind veraltet und gehören noch zu dem Rüstzeug, das zum Kampfe gegen die heute längst erledigte Erhebungstheorie benutzt wurde. Heute wissen wir ganz genau, daß die Stratovulkane einem wenigstens aproximativ zentralen Krater ihr Dasein verdanken, und daß die jedem Vulkanologen wohlbekannten, auf den Abhängen verstreuten, kleineren Kegel nur Parasiten sind, denen eine lediglich minderwertige Rolle beizumessen ist.

Wohl besteht die Wahrscheinlichkeit, daß die älteren, zu unserer heutigen

Untersuchung nicht gehörenden Teile der Insel, das Anaga- und Teno-Gebirge, ähnlich wie Madeira, einer intermittierenden Tätigkeit ihr Dasein verdanken, und daß dort — wie Lyell es meint — die Ausbruchsmassen einer großen Anzahl kleinerer Kegel entstiegen sind. Dagegen ist eine solche Tätigkeit bei dem durch die Einheitlichkeit seiner Erscheinung ausgezeichneten Teyde-Gebirge so gut wie ausgeschlossen. Die Fritschsche Annahme, das Fußgebirge wäre durch intermittierende Tätigkeit zu einem Hochplateau aufgebaut, danach aber abgetragen, wobei der Stratovulkan des Pik erst nach diesem Erosionsprozeß sich gebildet haben müßte, ist wenig plausibel, da ein solcher Übergang bisher noch nie bei Stratovulkanen beobachtet worden ist.

Gegen die aufschüttende Genesis spricht nach Fritsch und Reiß aber entschieden „die flache Lagerung der die Cañadas-Berge bildenden Schichten", das Hochplateau am Llano de Maja, das nach diesen Autoren einen übriggebliebenen Teil des ursprünglichen Hochplateaus darstellen soll, sowie die Tatsache, daß, während an der SO- und dem großen Teile der S-Umgebung

> „die Täler des Außenhanges erst unterhalb der jetzigen Gipfel ihren Ursprung nehmen und mit einziger Ausnahme des Guajara-Passes keine Einschnitte in den Cirkusfelsen erzeugt haben, durchschneiden fast alle Täler der SW-Abdachung die Umwallung, und geben damit zu erkennen, daß ihr Ursprung in höheren, nun verschwundenen Teilen des Gebirges gelegen war".

Aber auch diese Einwände sind nicht schwerwiegend genug, um die Annahme eines früheren Stratovulkans zulässig zu machen; denn die Autoren geben selbst zu, „daß in den Cañadas die mächtigen Trachytmassen meist eine sanfte Neigung gegen die Küste besitzen". Und daß das Hochland im Llano de Maja und de los Infantes ein Rest des früheren großen Hochlandes unbedingt sein sollte, ist keineswegs nachgewiesen; ebensowenig beweisführend ist auch die Form der Einschnitte, die — wie ja die Autoren selbst bestätigen — nur zum Teil den Cirkusboden durchschneiden, und übrigens auch dort, wo sie es tun, dem Vorhandensein eines früheren, nachträglich weggesprengten oder eingestürzten Kegels, dessen Abhänge mit Barrancos bedeckt waren, keineswegs widersprechen.

III. Entstehung durch Einsturz infolge von Massendefekt bzw. Magmarückfluß im Stübelschen Sinne.

Bekanntlich vertrat Stübel die Meinung, daß in der Eruptionsgeschichte der meisten Stratovulkane zwei deutlich voneinander zu unterscheidende Perioden zu erkennen sind.

1. Durch die ihm selbst innewohnende Kraft wird das Magma aus dem Herd nach der Oberfläche getrieben und schafft durch einen einzigen ev. auch langwährenden Ausbruch einen einheitlichen Berg, den „monogenen" Vulkan. Nachdem die erste Kraft des Ausbruches erschöpft ist, tritt das zu heftig hinausgetriebene Magma den vertikalen Rückzug an. Infolge des damit verbundenen

Massendefektes stürzt der zuerst gebildete Berg ein, und es bildet sich eine weite kesselförmige Einsenkung.[1])

2. Dem ersten, einmaligen Ausbruch folgt eine — ev. durch eine Ruhepause getrennte — Periode der Aufschüttungstätigkeit, wobei der um den monogenen Bau liegende polygene Stratobau gebildet wird.

Diese Periode bedeutet die Agonie des Herdes.[2])

Wenn wir voraussetzen, daß der ad 1 verzeichnete Einsturz stattgefunden hat, so bildet sich der Stratokegel der zweiten Periode selbstverständlich innerhalb eines Ringwalles. Die Bildung des Zentralkegels ist durchaus nicht immer notwendig, da die Entwicklungsgeschichte des Vulkans manchmal mit der ersten Periode ihren Abschluß findet. Dann haben wir nur einen unverhältnismäßig großen Krater, wofür Stübel viele Beispiele aus allen Weltteilen schildert.

Fig. 89. Das Teydegebirge von der Montaña Negra gesehen.

Das andere Gebilde — der Kegel innerhalb des Ringwalles — ist ebenfalls häufig anzutreffen und wird von Kayser[3]) als „zusammengesetzter Vulkan" bezeichnet. Der Pico de Teyde, die Barren-Insel, Santorin, Krakatau, das Albanergebirge usw. werden dazu gerechnet.

Von verschiedenen Seiten sind diese Anschauungen Stübels — die an und für sich schon recht hypothetischer Natur sind — angegriffen worden, und es wurde mit Recht hervorgehoben, daß gerade bei Somma und Santorin der geschichtete polygene Bau sehr deutlich zum Vorschein tritt. Daraufhin hat aber

[1]) Stübel nennt diese Kesselbrüche „Calderen". Aus Gründen, die ich bereits dargetan habe, vermeide ich diese — meine Erachtens nur wenig zutreffende — Bezeichnung.

[2]) Es würde zu weit führen, sich hier auf die Diskussion sämtlicher Stübelschen Hypothesen einzulassen.

[3]) Kayser, Lehrb. der Geologie, 2. Aufl.

Stübel entgegnet, daß die Bildung des monogenen Kerns sich innerhalb eines äußerst langen Zeitraums vollzogen haben darf, und daß die monogene Periode in die Aufschüttungstätigkeit allmählich übergehen kann,

„daß ferner das glutflüssige Magma unter einer sich fortwährend ergänzenden und verstärkenden Erstarrungskruste (Schlackenschollen, Blockkruste), welche die innen glutflüssige Masse zusammenhält, sich über seinem Austrittsorte nach und nach zu einem Berge aufstaut, wie dies der Ausbruch des Jahres 1266 in Santorin so lehrreich beobachten ließ. Solche zweite Art möchten wir die endogene Aufstauung bezeichnen.“ [1])

„Ein großer Teil des Materials, aus dem die Vulkanberge unserer heutigen Erdoberfläche aufgeschichtet sind, darf als die Füllmasse alter, längst ungangbar gewordener Eruptionskanäle betrachtet werden die von dem neu aufsteigenden Magma vor allem zu beseitigen ist, wenn es einen Ausgang nach der Oberfläche gewinnen will. Solche ungangbar gewordenen Eruptionsschächte muß es aber in allen Gebieten geben, wo ehedem Ausbrüche stattgefunden haben; und von den meisten unserer Vulkanberge, den tätigen sowohl wie den untätigen, kann mit voller Bestimmtheit angenommen werden, daß sie sich über uralten Eruptionszentren erheben, wenn wir auch sonst keine Anzeichen für deren Vorhandensein besitzen. Es würde daher nur wundernehmen, wenn es nicht vulkanische Baue geben sollte, die zu einem großen Teile zuweilen auch über und über aus solchem Materiale bestehen, das keine Eigenbewegung besitzt und für seine Förderung aus der Tiefe des glutflüssigen Magmas als Vehikel bedarf. Zu dieser Klasse der vulkanischen Baue dürfte gerade die Somma zu zählen sein.“

Daß solche Gesteine durch das Aufsteigen eines unterirdischen Lakkolithen in Bewegung gesetzt werden können, liegt auf der Hand. Hiermit wäre auch die Möglichkeit gegeben, daß größere Mengen von Trümmergesteinen hinaufbefördert werden und um den Kraterschacht einen domförmigen Berg aufwerfen.

Als lebendigen Beweis für seine Theorie führt Stübel den Somma an,

„wo die Lava nur untergeordnet auftritt, die Agglomerate dagegen einen wesentlich größeren Anteil an dem Aufbau der Bergmasse nehmen; doch läßt die überaus feste Verbindung der Bestandteile und das Fehlen einer deutlichen Schichtung erkennen, daß sich das Agglomerat bei seiner Ablagerung in einem glutreichen Zustande befunden haben muß und nicht als loses Material aus einem Krater ausgeschleudert sein kann.“ [2])

Der Sommaberg besteht nach Stübel

„aus verschiedenen Formationen. Der ganze untere und mittlere Teil seines äußeren Abhanges ist mit einem sehr dicken Mantel von schwach ge-

[1]) „Der Vesuv“ S. 5.

[2]) „Der Vesuv“.

neigten Tuffschichten umgeben, und diese vermitteln den allmählichen Übergang des oberen steilen Berghanges in die Ebene. Der eigentliche Kernbau des Monte Somma, der unter diesem Tuffmantel verborgen liegt, besitzt nach außen hin eine viel steilere Böschung, als man anzunehmen geneigt ist."

Weiter stellt Stübel fest, daß der Somma seit seiner Entstehung nie ein tätiger Vulkan gewesen ist, was für ihn um so mehr Grund gibt, in ihm einen domförmigen monogenen Vulkanberg zu sehen, dessen Krater durch Einsturz erweitert worden ist und in der zweiten Ausbruchsperiode den heutigen Vesuv geschaffen hat.

Zwischen dem Somma — wenn man ihn im Lichte der Stübelschen Darstellung betrachtet — und dem Teyde-Gebirge bestehen folgende Ähnlichkeiten:

1. Schwache Neigung der Tuffschichten.
2. Große Mengen von Agglomeraten, bei denen eine deutliche Schichtung nur ausnahmsweise zu beobachten ist.
3. Durch die Wirkungen der Atmosphärilien in die Außenhänge eingegrabene Furchen und Täler.

Im allgemeinen darf man sich der Tatsache nicht verschließen, daß die Stübelsche Theorie zur Klärung mancher Fragen bezüglich der Bildung der Kesseleinsenkungen beitragen kann; sie tut es wenigstens dort, wo eine Explosionskatastrophe nicht wahrscheinlich ist, wie es z. B. bei vielen amerikanischen Vulkanen der Fall ist, wo „in manchen Fällen der zurückgebliebene Wall seinem Volumen nach bei weitem kleiner wäre, als der ausgesprengte Teil des Berges[1]) und wo die Frage nach dem Verbleib der ungeheuren Massen, welche den ehemaligen Berg bildeten, hier um so mehr am Platze wäre, als das Auswurfsmaterial, das die Außenhänge der Calderen bedeckt, petrographisch durchaus nicht immer mit dem der stehengebliebenen Schichtengruppe der Caldera übereinstimmt".[2])

Diese Ausführungen sind durchaus zutreffend für solche Riesenkessel wie der des Altar (Ecuador), des Pichupichu (Peru) u. a., bei denen die Annahme eines früheren Kegels unzulässig wäre. In diesen Fällen muß man vielmehr das Vorhandensein eines ursprünglichen monogenen Domgebirges voraussetzen. Wir finden tatsächlich solche domförmigen Erhebungen auch heute; Stübel führt den Syrischen Haurān als Beispiel an.

Mit Hilfe der Stübelschen Theorie wäre auch das Teyde-Gebirge auf analoge Weise zu erklären: Das Fußgebirge würde den monogenen Domberg darstellen, der Teyde-Cirkus einen durch Magmarückfluß verursachten Einbruchskessel.

Lediglich die Azulejos würden der endgültigen Bestätigung dieser Hypothese im Wege stehen; doch könnte man ihre Existenz durch die Annahme einer

[1]) Z. B. die Vulkane von Columbia.
[2]) Genet. Verschied. S. 20.

soliden Unterlage erklären, welche, durch den Einsturz nicht vernichtet, horstartig stehen blieb.

Durch jüngere Eruptionen wurde dann der Teyde-Cirkus mit rezenten Massen ausgefüllt, und der Sockel der Azulejos dermaßen zugeschüttet, daß heute nur der Kamm des Gebirges sichtbar ist.

Im vorhergehenden habe ich bei allen drei Hypothesen das Für und Wider zu erwägen gesucht und im vorliegenden Falle die Erscheinungen unter dem Gesichtspunkte der Rückflußhypothese betrachtet. Es ergibt sich daraus der Schluß, daß die Annahme eines solchen Vorgangs bei der Bildung des Teyde-Cirkus durchaus in den Grenzen der Wahrscheinlichkeit liegt.

Die bloße theoretische Erwägung, ob die anderen großen, von Stübel an vielen amerikanischen Vulkanen beobachteten Kraterkessel stets durch Rückzug von Magma entstanden sind, wäre zwecklos, weil mir diese Gebilde nicht durch Augenschein bekannt sind. Indessen scheinen mir die von gewisser Seite dagegen[1]) erhobenen Einsprüche kaum ausschlaggebend zu sein, weil Stübel seine Hypothesen durch zahlreiche praktische Studien unterstützte, die durch keine rein theoretischen Einwände widerlegt werden können.

Andererseits hat Stübel sich in mancher Beziehung wohl geirrt; so hat er z. B. die Caldera auf La Palma ebenfalls als „Rückflußcaldera" bezeichnet; während sie in letzter Zeit von Gagel[2]) als typisches Erosionsgebilde erkannt worden ist.

Es erscheint mir aber nach allen diesen Betrachtungen als annehmbar, daß viele Kraterkessel durch einen Rückzug der Eruptivmassen nach der Tiefe gebildet werden, insbesondere auch, daß die Kesselbrüche am Gipfel der Lavavulkane ihren Ursprung diesem Vorgang verdanken. Inwiefern die hawaischen Vulkane diese Anschauung bestätigen, werde ich im folgenden Kapitel darzustellen versuchen.

# IV. Vergleichender Teil.

## A. Island.

Es ist schwer, über die anderen isländischen Vulkane in dieser Beziehung genaue Einzelheiten zu berichten, denn das vorliegende Material ist sehr karg und bezieht sich meistenteils auf die Gesamtheit der Erscheinungen, wobei die Individuen wenig Berücksichtigung finden. An kartographischen Aufnahmen oder Abbildungen ist bis auf einige Bilder von Ina von Grumbkow[3]) und Reck so gut wie gar

[1]) Im „Handbuch der regionalen Geologie".
[2]) Gagel, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1908.
[3]) Ina von Grumbkow, Isafold.

nichts vorhanden; genaue analytische Beschreibungen findet man selten, da die bisherigen Forscher auf diesem Gebiete ihre Aufgabe mehr in der Erörterung der theoretischen Probleme suchten und bei der Fülle des beobachteten Materials keine Zeit hatten, sich dem Studium der Einzelheiten zu widmen.

Im allgemeinen entwirft Reck dieselbe Charakteristik der isländischen Lavakuppen wie Thoroddsen; letzterer betont, daß sie ausschließlich basaltische Lava erzeugt haben.

Die größte von ihnen ist die Kolotta Dyngja (Fig. 90) in dem Ödadahraun (1209 m ü. d. M.), die sich durch einige Reihen von Schlackenkegeln auszeichnet, welche postvulkanischen Spalten aufsitzen. Das Lavafeld ist mit eingestürzten Kanälen und Strömungsröhren bedeckt; es liegt in Schichten (0,30 m bis 1 m stark), die voneinander haarscharf getrennt sind.

Hans Reck phot.

Fig. 90. Der Krater der Kolotta Dyngja.
(Aus Hans Reck, „Isländische Masseneruptionen", Verlag von Gustav Fischer in Jena.)

Reck berichtet von „Aufwölbungen hornitähnlicher Gestalt", die recht zahlreich im oberen Teile des Berges auftreten, und bei denen er Ausflußöffnungen an der Basis bemerkt. Er erklärt ihre Entstehung durch Stauungserscheinungen beim Fließen der Lava.

Wie erinnerlich (s. S. 97), habe ich Ähnliches bei dem Strytur beobachtet; ich bin selbstredend nicht in der Lage festzustellen, ob es sich um dieselben Gebilde handelt; die „Aufwölbungen" am Strytur waren innerlich hohle, eingestürzte Lavahügel, die wahrscheinlich ihr Dasein Explosionen von Wassergasen verdanken, welche von den über den Sumpf fließenden Laven absorbiert werden.

Den Vulkan Selvogsheidi bezeichnet Sapper als „einen sehr flach ansteigenden Hügel von bedeutender Flächenerstreckung", und was den von Thoroddsen als kreisförmig bezeichneten Krater anbelangt, so meint er, daß diese kreisförmige Anordnung nur insoweit sich erkennen läßt, als die Spitzen des Kraterringes inner-

halb des Kraterraumes vorkommen. Sapper ist sogar der Meinung, daß von einem „wohlindividualisierten" Krater hier keine Rede sei, es wären „vielmehr nur noch einige flache, grabenförmige Vertiefungen und zwei längliche Rücken, die den größten und tiefsten Graben umgeben", vorhanden. Man erkennt zu beiden Seiten des Grabens die „fast horizontal liegenden, fast senkrecht abgebrochenen Lavabänke"; Sapper bekommt den Eindruck, daß der Graben durch Einbruch entstanden ist. Etwa 300 m östlich vom Ende des Hauptgrabens liegt ein zweiter Graben, der so leicht und sanft gerundet ist, daß er wohl dem Nachsinken des noch flüssigen Lavas sein Dasein verdankt. Auf den Abhängen des Vulkans sind zahllose, zum Teil eingestürzte flache Kuppeln zu sehen (sollten das ähnliche Gebilde sein, wie diejenigen am Strytur?), sowie einige steile Spitzen in der Nähe des Gipfels, die wohl als „eine Art Spratzkegel" zu deuten seien.

Außerdem hat Sapper noch den präglazialen Vulkan Lyngdalsheidi beobachtet (Böschung $2^0$—$3^0$; 435 m ü. d. M.); am Gipfel befinden sich kammartige Felsgruppen, zwischen denen sich einige 10—20 m lange, flach vertiefte Gräben befinden; im W liegt eine breite Mulde. Diese Vertiefungen führt Sapper auf Rücksinken des Magmas zurück.

Zuletzt beschreibt er noch einen kleinen Lavahügel, Burfell genannt ($5^0$ bis $6^0$ Böschung), der drei große, teilweise tief eingesenkte Krater besaß, denen jede Umwallung fehlt. Sapper hält diese Krater für Explosionsgebilde, den ganzen Vulkan aber für ein Produkt eines sehr gasreichen einmaligen Ergusses. — Im allgemeinen bestehen keine wesentlichen Unterschiede zwischen dem Strytur und anderen isländischen Schildvulkanen, mit Ausnahme der Theystareykjabunga, wo loses Auswurfsmaterial zu finden ist — nach Reck soll es indessen nur von anderen Kratern dorthin verweht worden sein — und der Ketildyngja, die einen ganzen Stratovulkan auf ihrem Gipfel besitzt. Einige Schildvulkane zeichnen sich durch Solfatarentätigkeit aus; freilich liegen auch dicht am Rande des Stryturs die heißen Quellen von Hveravellir.

Die Herdubreid ist insofern erwähnenswert, als bei ihr der eigentliche Lavavulkan auf einem 1200 m hohen Tuffhorste liegt (Reck, Isl. Massen-Erupt., S. 10). Die ebenfalls aus Palagonittuff bestehende Umgebung hat sich nach der Eruption gesenkt, und ein Teil der abgebrochenen Lavabänke ist im S des Vulkans von Reck beobachtet worden. Eine solche Bildung ist noch nie beobachtet worden; es handelt sich offenbar um einen Lavaausbruch auf einem Palagonithochplateau; das Lavafeld ist durch nachträgliche Horstbrüche zum Tafelberge geworden. Genetisch unterscheidet sich dieser Berg nur wenig von der Lavakuppe am SO-Rande des Lang-Jökulls, die auch auf einem Hochplateau gelegen ist; durch nachträgliche Senkungen der übrigen Jökull-Unterlage würde ein Lavavulkan entstehen.

Es ist mir nicht gelungen, den Hrutafell zu besteigen und die Oberflächenbeschaffenheit seiner Tafelhöhe festzustellen, weil dort Schnee liegt; es sind aber von mir und anderen Forschern rezente Laven an seinen Abhängen beobachtet

worden. Daraus geht die Möglichkeit hervor, daß auf dem Hrutafell ebenfalls ein Schildvulkan liegt, der allerdings infolge der Firnkappe vereist sein müßte.

Lavaschilde glazialen und präglazialen Alters sind selbstverständlich nicht voneinander zu unterscheiden. Es ist über sie sehr wenig Genaues berichtet worden; nur Thoroddsen und Reck widmen ihnen einige Worte. Sie sind den präglazialen völlig analog, nur daß alle Unebenheiten des Lavafeldes durch die Erosion weggetragen worden sind. Sie bestehen aus Dolerit; an manchen sind noch heute Ruinen von Kraterreihen zu sehen.

## B. Hawai.

Hier bietet sich unendlich mehr Material, weil die hawaischen Lavavulkane trotz der genetischen Analogie doch gewisse Verschiedenheiten aufweisen, welche sie von den isländischen unterscheiden.

Abgesehen von ihrer viel größeren Masse besteht ihr hauptsächlichstes Unterscheidungsmerkmal in der gewissen Neigung zu aufschüttender Tätigkeit; die beiden größten, Kilauea und Mauna Loa, besitzen zahlreiche Schlackenkegel, und die übrigen gehören schon gänzlich zu echten Stratovulkanen, weil ihnen die typischen Kennzeichen der Lavavulkane fehlen, und weil das Zunehmen losen Materials die Grenze des Überganges bei weitem überschreitet.

Da sie sich wenigstens teilweise noch im tätigen Zustand befinden, läßt sich an ihnen manche wichtige Erscheinung wahrnehmen, welche uns ermöglicht, vieles in Island zu erklären.

Infolge ihrer weiten Entfernung von Kontinenten und anderen Inselgruppen gehören die Hawai- oder Sandwichinseln dem rein ozeanischen Typus an. Die größte Insel ist Hawai mit seinen 10398 qkm; sie ist auch für unsere Betrachtungen die wichtigste, weil die beiden Schildvulkane Kilauea und Mauna Loa sich auf ihr befinden. Außerdem besitzt sie an Vulkanen noch den Kohala, den Hualalai und Mauna Kea; diese neigen jedoch so sehr zum Typus der Aufschüttungskegel, daß sie für unsere heutigen Untersuchungen kaum in Betracht kommen.

Das Innere der Insel stellt ein mit rezenten Laven überflutetes Hochplateau von 1200—1800 m Höhe dar, an dessen Rändern die Vulkane Kea, Loa und Hualalai stehen; im NW befindet sich der bereits stark abgetragene Kohala, im SO Kilauea.

Am wichtigsten erscheint mir der noch jetzt tätige Kilauea (s. Fig. 92) (1235 m), er befindet sich an der SO-Seite des Mauna Loa.

Aus der Beschreibung Duttons geht hervor, daß sich an seinem Gipfel ein Kessel befindet, den der Verfasser als „Einbruchscaldera“ bezeichnet. Diese „Caldera“ besteht aus einer elliptischen Vertiefung („a pit“) von $3\frac{1}{2}$ Meilen $\times$ $2\frac{1}{2}$ Meilen mit „leicht welligem Boden“ und ist von einem Ringwall um-

geben, der meistens in Treppenabsätzen („settled into a series of steps") in die Tiefe geht.

Den Namen „Krater" lehnt der Verfasser ab, weil seines Erachtens „it has so little in common with the orifices from which lavas and other volcanic products

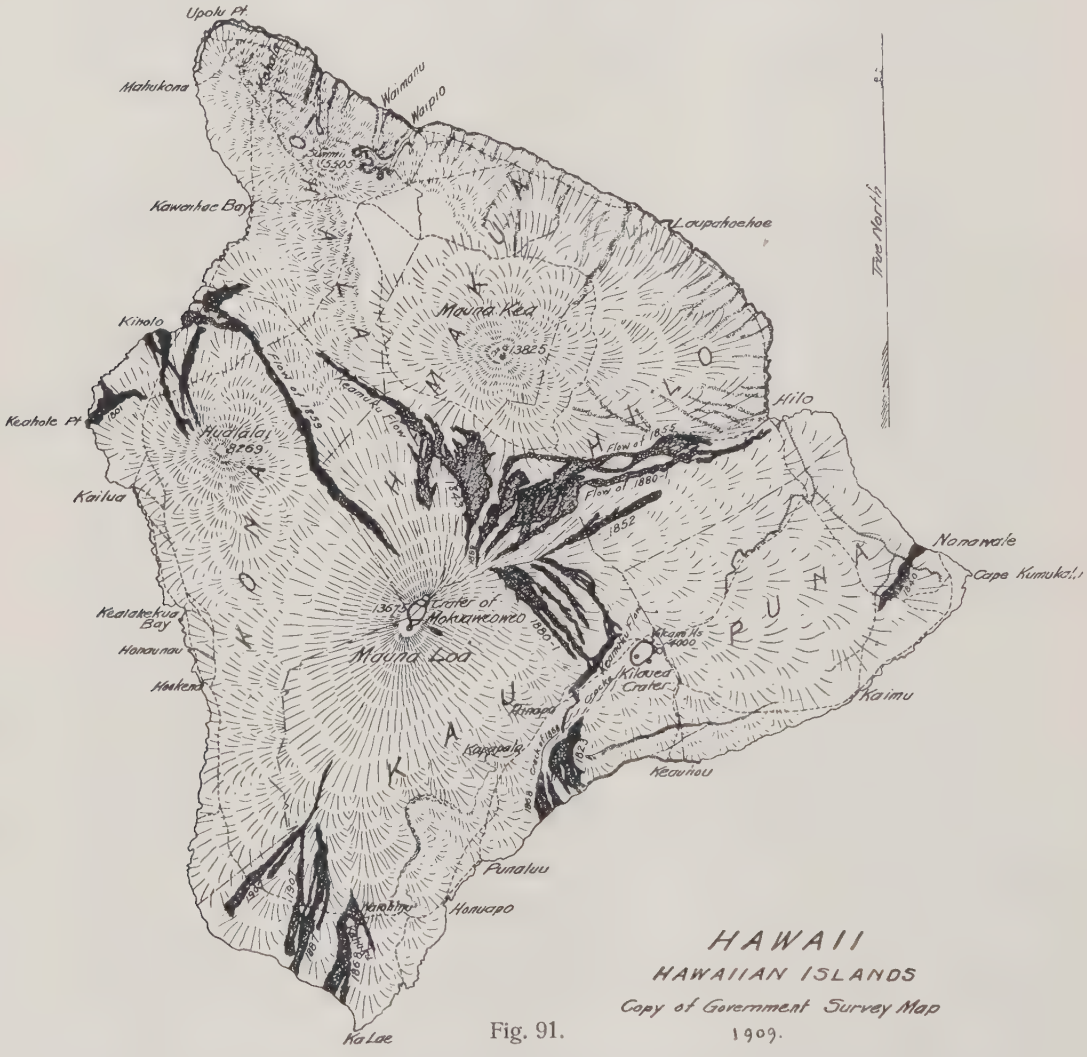



Fig. 91.

emanate, that the word is little more than a misnomer here. All the accessories of Kilauea differ immensely from those associated with normal craters".

Und merkwürdigerweise gibt er als Analogon das Val del Bove an (?!); anscheinend sind dem Verfasser die isländischen Schildvulkane unbekannt.

Der Gipfel des Mauna Loa, Mokuaweoweo soll dem Kilauea analog sein,

Fig. 92. Kilauea.
(Nach Brigham.)

ebenso wie der des Haleakela und ähnliche, kleinere, inaktive Gebilde auf anderen Teilen der Insel; alle seien lediglich Einbruchskessel.

In der „Caldera“ selbst befinden sich Lavaseen, deren Lage aber nach Dutton beständig wechselt („in truth the lava lakes do not as a rule maintain any constant position. They have been seen to open in various parts of the floor“). Dies hat seinen Grund darin, daß „the floor of the caldera is liable to open“; so gab es im Jahre 1853 fünf oder sechs Lavaseen und im Mai 1881 schmolz plötzlich der ganze Lavagrund und es bildete sich der sog. „New Lake“, der mit der Zeit immer mehr wuchs, wobei er den „encirclingwall“ unterschmolz.

Dutton erhebt Einspruch gegen die Bezeichnung des Kilauea als eines Parasitkraters von Mauna Loa; seines Erachtens liegt kein Grund zu einer solchen Annahme vor; im Gegenteil, die Entfernungen beider Vulkane sind so groß, daß der Kilauea

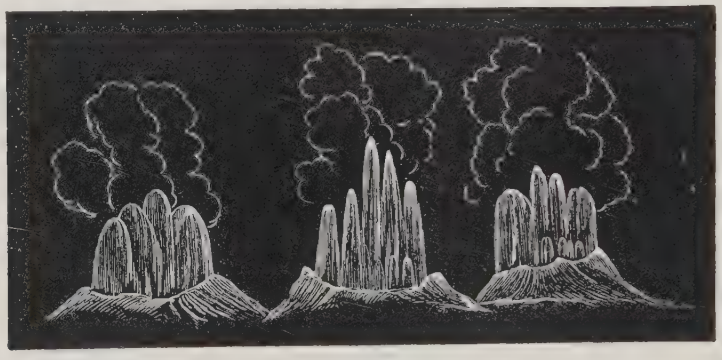


Fig. 93. Lavaspringbrunnen.
(Nach Brigham.)

als selbständiges Zentrum anzusehen ist. Ebenso weist er die Annahme einer unterirdischen Verbindung beider Vulkanherde zurück, da eine solche, seines Erachtens nach, gegen die hydrostatischen Gesetze sprechen würde.

Von der Gipfeleinsenkung des Kilauea gehen zahlreiche Spalten, denen Schlackenkegel aufsitzen, strahlenförmig aus. Eine von ihnen streift nach dem Südwesten und erreicht die Länge von 16 englischen Meilen. Zur Zeit des Besuches Duttons war sie offen und es entströmten ihr Dampfwolken. Auch sonst ist der ganze Gipfel des Vulkans in der Umgebung der Kratereinsenkung von Spalten (s. Fig. 95) und Falten zerrissen; die Richtung der Spalten ist meistens dem Rande parallel.

Aus einer der Spalten hat im Jahre 1832 ein kleiner Lavaausbruch stattgefunden, und ein großer Teil der Lava floß in eine größere Vertiefung, „a pit“, welche ungefähr $^1/_3$ Meile vom Kilauea entfernt liegt. Im Osten der Gipfeleinsenkung beobachtete Dutton „a continous chain of pits and craters, reaching quite to the sea coast, near the eastern extremity of the island“; er bemerkt, daß

in der Nähe von Kilauea eine ganze Anzahl solcher Gebilde vorhanden ist, er schätzt die Zahl auf 15. Die Form ist elliptisch oder kreisförmig, die Umrisse sind sehr regelmäßig und die Abhänge steil abfallend.

Bei der Unklarheit, mit der der Verfasser diese Gebilde beschreibt, und bei der unzureichenden Erwähnung ihrer Eigenschaften ist es gänzlich unmöglich zu sagen, worum es sich handelt. Ich möchte lediglich auf die Beschreibung der Laki-Spalte von Hans Reck hinweisen, wo die an dem südwestlichen Anfang der Laki-Spalte befindlichen Einsturzlöcher in Verbindung mit Schlackenkegeln beschrieben

T. W. Brigham phot.

Fig. 94. Lavafeld bei Halemaumau.
(Man sieht im Hintergrunde den Kraterring.)

werden. Wahrscheinlich sind die von Dutton erwähnten „pits“ ebenfalls Einsturzlöcher.

Schlackenkegel befinden sich an recht vielen Stellen, hauptsächlich aber auf radialen Spalten; sie laufen oft in parallelen Linien und sind nur durch kleine Zwischenräume voneinander getrennt. Die meisten sind ganz klein, und nur wenige von ihnen erreichen eine mittlere Höhe. Es sind, soweit sich aus der Beschreibung entnehmen läßt, Lockerschlackengebilde aus Lapilli.

Im O des Halemaumau befindet sich ein alter, erloschener Krater, der Kilauea-iki (s. Fig. 96), ein Gebilde, das den anderen beschriebenen „pits“

völlig analog ist. Alle diese Vertiefungen, sagt Dutton, seien dadurch entstanden, daß die in vertikaler Bewegung befindliche Lavasäule durch Wärmeabgabe ihre Umgebung langsam einschmolz. Die Wärme wurde durch aufsteigende Gase zugeführt; dadurch wurde der Kraterschacht immer mehr verbreitert und die dem Krater anliegenden Lavabänke unterminiert und zerstört.

W. T. Brigham phot.

Fig. 95. Klaffende Spalten im Lavafeld bei Kilauea.

Dieselbe Erklärung wird auch für die Gipfeleinsenkung des Vulkans gegeben; Dutton ist der Ansicht, daß sie nicht durch Rückfluß der Lava, sondern durch Einschmelzung entstanden ist.

Zweifellos besitzt eine flüssige Lavasäule das Vermögen, ihre Umgebung durch Einschmelzung zu unterminieren und zu zerstören; die gewaltigen Einbrüche aber, die im Gipfel des Kilauea nach der Beschreibung Duttons usw. stattgefunden

(Nach Brigham.)

Fig. 96. Kilauea Iki.

haben, sind, scheint mir, als dieselben Erscheinungen zu verstehen, die an den isländischen Vulkanen wahrgenommen werden, und diese sind meines Erachtens ohne die Annahme einer Rückflußbewegung des Magmas nicht zu erklären.

Mauna Loa ist der größte hawaische Schildvulkan; er hat sanfte und symmetrische Abhänge. Nur an zwei Stellen sieht man einige „Vorsprünge", welche Dutton als Embryone von Schlackenkegeln bezeichnet („abortive attempts to form cinder cones").

Das Lavafeld ist dem isländischen ziemlich ähnlich. Hier und dort ist von „unzähligen Lavaströmen" die Rede, welche verschiedene Zeiten der Eruption kennzeichnen und sowohl in Größe wie in äußerem Aussehen sich stark voneinander unterscheiden. Es sind meist flache Laven, welche dort, wo sie Furchen bilden, ineinander verschlungen und verwickelt sind. Sie bilden Graben, Rinnen und Tunnels. Alle diese Erscheinungen haben an sich nichts besonders Charakteristisches und werden wohl lediglich durch klimatische Einflüsse bedingt.

Es wird von klaffenden Spalten berichtet, welche bereits in beträchtlicher Höhe angetroffen werden und Dämpfe sowie Gase aushauchen. Eine von ihnen gähnte bis zu einer beträchtlichen Tiefe und besaß an mehreren Punkten kleine und größere Brunnen, deren Grund durch Dämpfe dem Auge entzogen wurde. Irgend welche Kegelbildungen kamen über diesen „Feuerschlünden" („orifices") nicht zustande, und den breiten Ausflußlöchern entströmten große Lavaströme von mehr als $^1/_2$ Meile Breite. Diese bemerkenswerte Spalte besaß auch an vielen anderen Stellen solche Ausflußöffnungen, welche ebenfalls zu Ausgangspunkten besonderer Lavaströme wurden. Diese Spalten sind natürlicherweise als sekundäre parasitäre Erscheinungen zu betrachten.

Auf eine Spalteneruption führt Dutton den Ausbruch von 1855 zurück; „this eruption also issued from a crack radiating from the summit of the mountain along the main spur." Den Lavamassen zum Abfluß dienten meilenweite, zum Teil bereits eingebrochene Tunnels.

Dutton hat auch echte Schweißschlackengebilde im Sapper-Reckschen Sinne dort beobachtet:

> „In the vicinity of the last eruption stand several small knobs or cones of unkown date, which we may examine in detail. Their origin is no doubt the same as that of ordinary cinder cones. In the truncated summit of each is a crateriform depression which is, in fact, a true crater. The pile is built up of large clots and fragments had fallen in a pasty condition. The fine lapilli and volcanic ashes seen in ordinary cinder cones are wanting here. They are insignificant in size, none of them exceeding 120 feet in height. One of them has been split asunder by a large fissure traversing it, and a little lower down on this same fissure is situated one of the vents of the last eruption."

W. T. Brigham phot.

Fig. 97. Mauna Loa vom Gipfel des Hualalai.

Diese Schlackenkegel sind wohl den isländischen völlig analog. Die Tatsache, daß sie durch eine, wie aus der Beschreibung ersichtlich ist, postvulkanische Spalte zerrissen sind, ist recht bemerkenswert.

Auf dem Gipfel des Mauna Loa befindet sich ein großes Plateau, worin die große „Caldera“ von Mokuaweoweo hineingesenkt ist; die Oberfläche ist zerrissen, bedeckt mit Spalten („cracks“), aufgetürmten Felsen („piles of shattered

T. T. Williams phot.

Fig. 98. Der kleine Lavasee „Dana Lake“ genannt.
(Man beachte die Lavafontäne.)

rocks“) und Blockherden; Schlackenkegel, mit Ausnahme eines einzigen, sowie Auswurfsmaterial sind nirgends zu finden.

Diese Spalten im Gipfelcirkus („fissures“) sollen ebenfalls Eruptionen zum Ausbruchsort gedient haben, und die Trümmerspuren an seiner Oberfläche schreibt der Verfasser dem „spontaneous shivering and shattering of the lava sheets by their own internal tensions as they avoled“.

Wiederum wird hier eine Umwallung erwähnt; Dutton gebraucht den Ausdruck „the brink of the caldera“. Diese ist steiler und vollständiger als am Kilauea; sie besitzt nur im NO einen einzigen Einbruch; außerdem ist noch ein konzentrischer innerer Wall vorhanden; „in the central part is a ledge surrounding a still lower depth. The depth of this ledge is perhaps 175 or 180 feet.“ Der Boden ist ganz fest und bedeckt „whit numberless surges and slops

of lava"; der vom inneren Wall umgebene Teil stellte noch im Jahre 1878 einen flüssigen Lavasee dar, der an Größe sogar den Halemaumau übertraf.

Als bemerkenswert bezeichnet er die Tatsache, daß der Cirkus nach seiner Entstehung von keinem späteren Ausbruch überflutet worden ist.

Mokuaweoweo ist reich an Einzelheiten, die, mit den isländischen Lavavulkanen in Vergleich gezogen, geeignet sind, manches Problem aufzuklären. Einbrüche und klaffende Spalten in der Art der isländischen „gjás" sind zahlreich

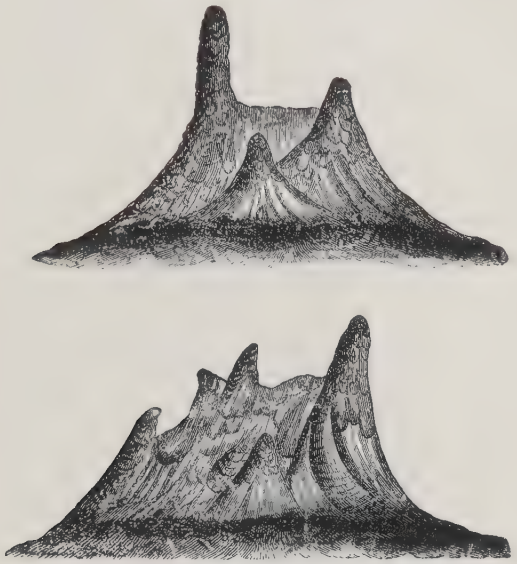


Fig. 99. Schweißschlackengebilde aus Hawai.
(Nach Dana.)

vorhanden, wie auch der ganze Krater überhaupt Spuren wütender Naturkräfte aufweist.

Nach Dutton ist der ganze Cirkus nur durch Einbruch entstanden; „the whole floor has been produced by the sinkage of the lava beds"; ebenso sind die zahlreichen Brüche als Beweis dafür aufzufassen.

Die Betrachtung der großartigen Einbruchserscheinungen im Cirkus zwingen den Verfasser zu der Annahme, „that the summit of the mountains has sunken in", was er hier einerseits auf unterschmelzende Wirkung der flüssigen Lava zurückführt, anderseits aber ebenfalls durch Magmarückfluß zu erklären sucht. Dieser muß aber auf Grund hydrostatischer Gesetze stattgefundeu haben: die Lavasäule stand so lange bis zum Niveau des Lavasees, bis die Flankeneruptionen sie zum Sinken zwangen. Dafür sprechen die tatsächlichen Beobachtungen am Kilauea, wo festgestellt wurde, daß bei jedem Flankenausbruch die Lavaoberfläche des Halemaumau zum Sinken kam.

## C. Andere Länder.

Der Savaische Vulkan Matavanu besitzt in seinem Krater einen flüssigen Lavasee, der — obgleich der Vulkan ein typischer Aufschüttungskegel ist — eine gewisse Analogie mit dem Kilauea aufweist. Über diesen See berichtet ausführlich Immanuel Friedländer:[1])

„Der Krater war bei meinem Besuch — schätzungsweise — 300 m lang und 250 m breit. Nach innen fiel er 50—60° steil ein, und in einer Tiefe von 35—40 m unter dem Südrand des Kraters befand sich ein See von geschmolzener Lava. Die Lava war in heftiger Bewegung, nahe der Mitte schien sie aus der Tiefe aufzusteigen; wenigstens befand sich dort ein deutlicher Strudel. Rotglühende, aber noch weiche, zähe Schollen schwammen auf der hellgelb glühenden Masse. Nach der Leuchtkraft der Schmelzmasse schätzte ich die Temperatur des dünnflüssigen Teils auf 1700—1800°. (Ich habe öfter Schmelzversuche im Labatorium gemacht.) Die Lava floß aus dem See gleichzeitig nach zwei Richtungen aus durch tunnelartige Höhlungen am Rande des Walles. Zwei solche Öffnungen befanden sich im Nordosten und eine größere im Süden."

„Außer diesen Haaren (Peles Haar) und minimalen Längen feiner schwarzglänzender Asche — auch durch Verspritzen der Lava gebildet — gab der Vulkan zur Zeit meines Besuches keinerlei loses Material von sich. Zu Beginn der Eruption muß das anders gewesen sein; das beweisen die Beschreibungen verschiedener Augenzeugen, die Zusammensetzung des Kegels aus Lava, Schlacken und Asche, die sich etwa 7 km nach Westen erstreckende Schicht frischer, glasiger Asche, die man in dem durch Säuredämpfe getöteten Walde findet, sowie verhältnismäßig spärliche größere Blöcke und Bomben in der Umgebung des Kegels."

Auch Tempest Anderson hat darüber geschrieben. Aus allen diesen Mitteilungen geht hervor, daß es sich hier um einen ähnlichen Lavakrater wie den Kilauea handelt, und daß der ganze Vulkan einen Übergang zwischen Lava- und Stratovulkanen darstellt (s. auch S. 117 dieses Buches).

Von Alphons Stübel wird über Lavaausbrüche im Syrischen Gebirge berichtet. So bringt er eine Abbildung des flachen Kegelbergs der Tulul es Safah in der Harra, südöstlich von Damaskus (s. Fig. 100). Die Basis des Kegels dürfte einen Durchmesser von 15—20 km besitzen, seine Höhe etwa 500 m betragen. Der Berg ist von kleinen Eruptionskegeln gekrönt. Er zeigt sich über und über aus geflossener Lava aufgeschichtet. Auf der Höhe des Berges liegen neben einer größeren Anzahl kesselförmiger Einsenkungen (Wetzstein zählt deren etwa 18) etwa 12 Kegel.

[1]) Friedländer, „Beiträge zur Geologie der Samoa-Inseln".

Fig. 100. Der flache Kegelberg der Tulūl es Safāh in der Harra, südöstlich von Damaskus. Ansicht von Südost. Die Basis des Kegels dürfte einen Durchmesser von 15—20 km besitzen und seine Höhe etwa 500 m betragen. Standpunkt bei Udesije, ca. 15 km vom Gipfel entfernt.
(Nach Stübel.)

Außerdem berichtet Stübel noch über eine rätselhafte Erscheinung, die eventuell mit der Herdubreid Ähnlichkeit haben dürfte:

„Daß bezüglich deckenartiger Ablagerungen geflossener Steine gerade in Syrien sehr rätselhafte Verhältnisse zu beobachten sind, dafür liefert auch der weit im Osten gelegene Dschebel-See eins der interessantesten Beispiele. Dieser isoliert stehende, 84 m (über der Ebene) hohe Berg ist durchaus kein Eruptionskegel im gewöhnlichen Sinne, sondern ein Stück Wüstenplateau mit mehr oder weniger horizontaler Schichtung, dessen Oberfläche von einer nur wenige Meter mächtigen Lavadecke gekrönt wird. Da aber diese Lavadecke zufällig eine beckenartige Einsenkung zeigt, könnte man leicht glauben, einen Kraterkessel vor sich zu haben. Die steilen Abhänge des Berges sind mit Lavablöcken bestreut, welche sich vom Rande der Gesteinsbank abgelöst haben."

Aus diesen allerdings ziemlich undeutlichen Angaben Stübels geht hervor, daß es sich hier anscheinend um echte Lavavulkane, die dank den parasitischen Kegeln zum hawaischen Typus gehören, handelt. Nähere Einzelheiten lassen sich darüber nicht ermitteln.

Zuletzt muß ich noch die — allerdings recht dunklen — Nachrichten über Schildvulkane aus Zentralafrika erwähnen. Genaue Angaben fehlen vollständig, doch scheint aus dem vorläufigen Berichte Dr. F. Jägers[1]) hervorzugehen, daß die von ihm dort beobachteten Vulkane zum Typus der Schildberge wenigstens zum Teil gehören.

Vergleicht man die isländischen Lavavulkane mit den hawaischen und samoanischen, so fallen vor allem zwei wichtige Unterscheidungsmerkmale auf:

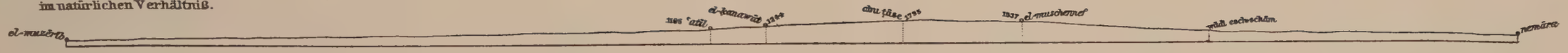
1. Den isländischen fehlen die Übergänge in die aufschüttende Tätigkeit,
2. die Flankeneruptionen.

Die erste Tatsache ist bedeutungsvoll für die Behauptung, daß zwischen den beiden Tätigkeitsarten keine scharfe Grenze bestehe, wie dies auch vor allem durch den Matavanu-See bewiesen wird.

Die Flankeneruptionen sind, soweit sie radial angeordnet sind, eine direkte Folge der viel größeren Höhe der hawaischen Kuppen und des dadurch entstehenden stärkeren Seitendruckes der aufsteigenden Lavasäule. Sie sind den parasitischen Ausbrüchen bei Aschenkegeln völlig analog; ihnen sind auch gewisse Deformationen des sonst regelmäßigen äußeren Aussehens der Lavavulkane zuzuschreiben. Erwähnt wurde von mir bereits eine große Spalte auf dem östlichen Abhang des Kilauea, welche vom Krater bis zum Fuße reicht; die zahlreichen Einsturzlöcher („pits") befinden sich in ihrer näheren Umgebung. Da diese „pits" nur in der Nähe der Spalten auftreten, ist es klar, daß sie mit ihnen in unmittelbarem Zusammenhang stehen. Ferner geht daraus hervor, daß sie ihre

[1]) Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, 1908.

**1. Profil des dsch. haurân** von West nach Ost (Nach Stübel.)
im natürlichen Verhältniß.



Ursache in der Lavadecke selbst, nicht aber im Grundgestein besitzen; es wäre nämlich sinnlos, anzunehmen, daß solch kleine Bildungen durch tektonische Erscheinungen hervorgerufen werden sollten, sie sind vielmehr ebenfalls dem Rückfluß von Lava zuzuschreiben.

Der tätige Zustand des Kilauea bedingt auch gewisse sekundäre Erscheinungen, die in Island nicht beobachtet werden. Zu diesen gehören die flüssigen Lavaseen, das frische Aussehen des Kraters und seiner Umgebung und vieles andere, das jedoch alles keinerlei prinzipielle Bedeutung besitzt. Die Gipfeleinsenkungen der hawaischen Vulkane umschließen gewöhnlich mehrere Lavaseen resp. Krater, deren Umwallungen meistens wohlerhalten sind und aus massiger Lava bestehen. Ihre Form und ihr äußeres Aussehen lassen bestimmt vermuten, daß sie zum Teil durch weggeschwemmte Lavaschollen, zum anderen Teil auch durch Lavafontänen und sonst emporgeschleuderte Lavatropfen und -felsen gebildet werden.

## V. Entstehung der Lavavulkane.

Die Frage der Entstehung der Lavavulkane ist von anderen so eingehend erörtert worden, daß es schwer ist, Neues hinzuzufügen. Die allgemeine Meinung geht dahin, daß die Lavavulkane durch das ruhige Ausfließen dünnflüssiger Laven entstanden sind. Die Beobachtungen an den noch tätigen Lavavulkanen haben das jedenfalls gelehrt.

Demgegenüber steht ausnahmsweise die Knebelsche Ansicht, welche besagt, daß die Schildkuppen durch einen einmaligen Ausbruch zustande kamen. Diese Ansicht ist aber zu verwerfen, da sowohl die praktischen Beobachtungen wie auch die theoretischen Erwägungen ihre Unzulänglichkeit bewiesen haben. Die genauere Erörterung und Widerlegungen der Knebelschen Anschauungen enthält das Buch von Reck.

In bezug auf den Strytur selbst bestehen folgende Entstehungshypothesen:

1. von Knebel meint, die Einsenkung sei als Einbruchscaldera zu bezeichnen. Die Lavakegel seien dadurch entstanden, daß sich eine Lavakruste auf der Lavaoberfläche zu der Zeit bildete, als das Innere des Magmaflusses noch nicht erstarrt war. Hier und da sei das eingeschlossene Magma durch die drückende Last der harten Kruste herausgepreßt und habe sich an einzelnen Punkten in Form von Lavakuppen aufgetürmt.

2. Bisiker dagegen erblickt in diesem Gebilde zwei konzentrische Krater, die durch die Lavakuppen und den Lavarücken markiert sein sollen.

3. Zu einer dritten Vorstellung gelangt Thoroddsen: Der Krater sei ehemals ein glühender Lavasee wie der Kilauea gewesen und nacheinander folgende Einstürze hätten zu seinem heutigen Aussehen beigetragen.

Die Bisikersche Ansicht scheint mir wenig durch Tatsachen begründet zu sein, denn zu irgend welchen konzentrischen Kreisen lassen sich die Lavarücken und Lavakuppen nicht verbinden.

Meiner Ansicht nach hat die Thoroddsensche Annahme am meisten Wahrscheinlichkeit, denn eben der Mangel an jeglicher Ordnung bei sämtlichen hier beschriebenen Gebilden des Vulkans zeugt davon, daß sich hier früher ein großer Lavasee befand.

Die Knebelsche Ansicht dagegen scheint mir ebenfalls richtig zu sein. Sie beschreibt ja nicht die unmittelbare Entstehung des Kraters, sondern seine weitere Fortbildung nach dem Erstarren des vermeintlichen Lavasees. Nachdem nämlich die zuerst feurigflüssige Lava im Krater erstarrte, haben zweifellos Einbrüche und Senkungen stattgefunden.

# Ergebnisse.

## Vulkanologische Studien auf einigen Inseln des Atlantischen Ozeans

von

Maurice von Komorowicz.

---

1. Die parasitären Krater treten in zwei Typen auf.
   1. Auf den Abhängen großer Vulkanberge.
   2. Auf der horizontalen Fläche ergossener Lavamassen.

   Die ersteren sind dem Seitendruck der im Kraterschlot aufsteigenden Lavasäule zuzuschreiben; die letzteren besitzen ihren Herd innerhalb der Eruptivmasse und sind Erkaltungsvorgängen innerhalb dieser zuzuschreiben.
2. Die Lavavulkane sind in folgenden Gebieten bisher beobachtet worden: Island, Hawai, Sawaii, Syrien, Zentralafrika.
   1. Sie sind nicht durch einen einzigen Erguß, sondern durch eine längere eruptive Tätigkeit entstanden.
   2. Sie zeichnen sich durch äußerste Dünnflüssigkeit und Gasarmut der Laven aus.
   3. Es bestehen Übergänge zwischen Lava- und Stratovulkanen (Matavanu).
   4. Sie sind fast immer von Kraterringen umgeben, die durch Lavafontänen oder beiseite geschobene Lavaschollen entstanden sind.
3. Die Annahme eines Rückzuges von Eruptivmassen nach der Tiefe ist notwendig; denn nur durch einen solchen sind die Einbrüche im Krater der Lavavulkane erklärbar.
4. Die Annahme Hartungs, die Caldera des Gran Curral auf Madeira sei durch Erosion entstanden, wird auch durch meine Beobachtungen bestätigt. Die Insel Madeira besitzt keinen Zentralkrater, sie ist durch intermittierende Aufschüttungstätigkeit im Lyellschen Sinne entstanden.
5. Das Teyde-Gebirge auf Teneriffe verdankt seine heutige Gestaltung zwei durch einen katastrophalen Vorgang getrennten Perioden des Aufschüttungsprozesses.

---

# Lebenslauf.

Ich, Maurice Leo Daniel von Komorowicz, wurde am 21. Juli 1881 als Sohn des 1896 verstorbenen Rittergutsbesitzers Peter von Komorowicz und seiner 1893 verstorbenen Frau Helene geb. von Horwatt in Kiew in Rußland geboren. Ich bin römisch-katholischer Konfession.

Von Michaelis 1891 ab besuchte ich das erste Gymnasium in Kiew, von Michaelis 1893 die Kaiserliche Rechtschule in St. Petersburg, von Michaelis 1896 das Gymnasium der Jesuiten in Bąkowice bei Chyrów in Galizien (Österreich), das ich im Mai 1902 mit dem Zeugnis der Reife verließ.

In den Jahren 1902 und 1903 genügte ich meiner Militärpflicht in Minsk in Rußland.

Von Michaelis 1903 bis Ostern 1904 war ich an der Universität München, von Michaelis 1904 bis Ostern 1906 an der Chemischen Abteilung der Technischen Hochschule in Charlottenburg, von Ostern 1906 bis Ostern 1909 an der Universität Berlin immatrikuliert. Von Ostern 1909 bis Michaelis 1909 genügte ich meiner Militärpflicht als Reserveoffizier in Minsk in Rußland. Von Michaelis 1909 bis Sommer 1912 war ich wiederum an der Universität zu Berlin immatrikuliert.

Während meiner Studienzeit besuchte ich Vorlesungen und Praktika folgender Herren Professoren und Dozenten:

In München: Voß, von Baeyer, Röntgen, Brentano; in Charlottenburg: Erdmann, Liebermann, von Knorre, Miethe, Hirschwald; in Berlin: Penck, Börnstein, Branca, Klein, Fischer, Nernst, Belowsky, Liebisch, Stremme, Hellmann, Riehl.

Allen diesen meinen hochverehrten Herren Lehrern sage ich meinen aufrichtigsten Dank.